

arthur n. strahler

Geografia Fizică

SEMNE TOPOGRAFICE CONVENȚIONALE

PE HĂRȚI MAI VECHI EXISTĂ DIFERENȚE

Șosea modernizată cu 4 sau mai multe benzi

Șosea modernizată cu 2 sau 3 benzi

Drum modernizat cu 4 sau mai multe benzi

Drum modernizat cu 2 sau 3 benzi

Drum amenajat pentru tracțiune ușoară

Drum neamenajat și potecă

Autostradă cu peluză de separare sub 8 m

Autostradă cu peluză de separare peste 8 m

Drum în construcție

Cale ferată simplă și multiplă

Căi ferate alăturate

Cale ferată îngustă simplă și multiplă

Cale ferată urbană și linie de troleibuz

Pod, șosea și cale ferată

Pod basculant, șosea și cale ferată

Pasarelă

Tunel, șosea și cale ferată

Pasaj superior și inferior

Baraj important de construcție ușoară sau de pămînt

Baraj cu ecluză

Baraj cu șosea

Canal cu ecluză

Clădiri (locuințe, fabrici, instituții)

Școală, biserică și cimitir — Cim

Clădiri (grajduri, depozite etc.)

Linie de înaltă tensiune

Linie telefonică, conductă etc.

Exploatări de țiței, de gaze — Țiței, Gaze

Rezervoare de petrol, apă etc. — Apă

Obiecte-reper, borne, mori de vînt

Puț deschis, mină sau carieră; prospecțiune

Puț și intrare de tunel

Puncte planimetrice și altimetrice

Reperi marcați, altitudinea prin nivelment geometric — BM △ 5653

Alți reperi, altitudinea prin nivelment geometric — △ 5455

Puncte planimetrice, marcă cu altitudinea prin nivelment trigonometric — ABM △ 9519

Alte mărci, altitudinea prin nivelment trigonometric sau calcul — △ 3775

Puncte de nivelment, marcă cu altitudinea prin nivelment geometric — BM × 957

Alți reperi, altitudinea prin nivelment geometric — × 954

Altitudini prin calcul — 4?75

Altitudini de puncte neverificate

Frontieră națională

Limită de state

Limită de district, parohie, municipiu

Limită de oraș, circumscripție

Limită orașe, sate, cătune reunite

Limită rezervație națională și regională

Limită parc mic, cimitir, aeroport etc.

Limită teritoriu concesionat

Limită de oraș sau aliniamente cadastrale

Limită de oraș sau aliniamente aproximative

Aliniament cadastral

Aliniament aproximativ

Limită de oraș, necadastrală

Aliniament aproximativ necadastral

Colț de secțiune

Marcaj de hotar, concesiuni și altele

Punct de triangulație

Izohipsă principală — Izohipsă intermediară

Izohipsă ajutătoare — Izohipse de depresiune

Rambleu — Debleu

Dig — Dig cu drum

Haldă — Teren cu alunecări

Deșeuri de flotație minieră — Bazin de decantare

Lucrări miniere la zi — Suprafață deformată

Nisipuri — Pietrișuri

Rîuri permanente — Rîuri intermitente

Apeducte — Tunel de apeduct

Fîntîni și izvoare — Rîuri care dispar

Cataracte mici — Cascade mici

Cataracte mari — Cascade mari

Lacuri temporare — Lacuri secate

Plajă submersă — Stînci sau recifi

Izobată — Pilon (dolfin)

Epavă vizibilă — Epavă înecată

Stîncă deasupra sau la nivelul apei; periculoasă pentru navigație

---

Marșe — Marșe submerse

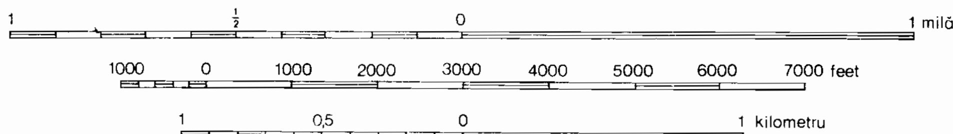
Păduri mlăștinoase — Mangrove

Păduri sau tufișuri — Livezi

Vii — Scrub

Golf
ATLANTIC
OCEANUL
Far
Hilton
BORO
BDY
Waterwitch
Highlands
I. Plum
Fort
Stone Ch
NAVESINK AVE
Navesink
Highlands Beach
Payne
Navesink Beach
Sea Bright
Claypit Creek
Strout
Lower
Hart
Locust Pt
POD
OCEANIC
Barley Pt
Kipp
Normandie
Rumson
RED BANK
LONG BRANCH
INTERIOR — GEOLOGICAL SURVEY, WASHINGTON, D.C. — 1962 — NS
MR 1227
25'
40°22'30"
74°00'
73°58'20"

SCARA 1:24 000



NEW JERSEY

ECHIDISTANȚA CURBELOR DE NIVEL: 20 FT
IZOBATELE ȘI COTELE DE ADÎNCIME SE DAU ÎN FEET

SANDY HOOK, N. J.-N.Y.
N4022,5-W7358,33/7,5×9,17
1954

În românește de FLORIN IONESCU, ȘERBAN DRAGOMIRESCU

Cartografia: ȘTEFAN PANDELE

CONSULTANȚI ȘTIINȚIFICI:

MARCIAN BLEAHU, DAN JIPA (geologie),

ANA CONEA (pedologie), OSVALD NEACȘA (climă),

DUMITRU LĂZĂRESCU (hidrologie), MARIN ANDREI (vegetație),

ANDREI TUDORICĂ (geografie maritimă),

MINȚI HARI (astronomie), VICTOR DUMITRESCU (cartografie)

Geografia Fizică

ea

Cuprins

Partea a patra Relieful scoarței terestre

Cuvînt înainte

UNUL DINTRE TRATATELE AMERICANE de geografie fizică, pe care Editura Ştiinţifică îl prezintă acum în traducere românească, realizat de profesorul Arthur N. Strahler de la Universitatea Columbia, s-a bucurat de un succes deosebit în ţara sa, ajungînd la ediţia a III-a, lucru nu prea des întîlnit în literatura acestei specialităţi.

Prin lectura acestui tratat, publicul larg de cititori şi specialiştii români vor putea aprecia singuri maniera americană de a aborda geografia fizică — acea „bază fizică a geografiei", cum o defineşte profesorul Strahler — necesară pentru „înţelegerea problemelor de geografie regională, economică, culturală, istorică", care-i imprimă cititorului principii fizico-geografice „pe care le va întîlni de nenumărate ori în natură".

Comparaţia cu rarele tratate similare europene, cu care sîntem familiarizaţi, mai ales cu cel clasic şi de largi proporţii al lui Emm. de Martonne, ori cu cele mai noi şi mai concentrate realizate de P. Birot sau de S. V. Kalesnik — ultimul fiind tradus în româneşte de mai bine de un deceniu, — nu poate dezavantaja lucrarea mereu reînnoită, cu care luăm acum contact.

Geografia fizică a lui A. Strahler, redactată cu o claritate deosebită, surprinde pe cititor prin unele ingeniozităţi de expunere şi se impune acestuia prin modul de grupare a fenomenelor sau a componentelor mediului natural, cum ar fi, de pildă, „Atmosfera şi oceanele", ori „Clima, solurile şi vegetaţia" din care transpar concepţia autorului şi strădania lui de a îmbina prezentarea factorilor şi fenomenelor organic legate în natură, de a înfăţişa învelişurile terestre în modul lor firesc de acţiune şi de interdependenţă.

Partizan convins al marelui geomorfolog american W. M. Davis în ceea ce priveşte descrierea explicativă, autorul îmbină, de asemenea, expunerea faptelor cu detaliile necesare, însoţindu-le imediat cu explicaţia ştiinţifică. De aceea, spre exemplu, geografii noştri se vor mira, poate, că vor întîlni „mareele" tratate odată cu „luna" în capitolul „Pămîntul ca planetă" şi nu la „mişcările hidrosferei".

În general, multe lucruri sînt altfel prezentate decît se obişnuieşte a fi predate sau înfăţişate în lucrările noastre. Astfel, capitolul „Mişcările Pămîntului" este intitulat „Iluminarea globului terestru"; el urmăreşte în acest caz ca un fir director relaţia Pămînt-Soare, cu toate consecinţele ei în

mişcările de rotaţie şi revoluţie, în încălzirea şi dinamica atmosferei.

Un merit al autorului este acela că la sfîrşitul marilor capitole fizico-geografice sînt prezentate consecinţele economico-geografice, raporturile cu omul. Aceasta, de pe poziţiile geografului fizician şi nu ale economistului. Dar cine ar putea analiza mai bine la studiul troposferei, de exemplu, raporturile cu omul, decît însuşi geograful fizician care cunoaşte cel mai bine caracteristicile stratelor inferioare ale atmosferei?

Nu putem trece cu vederea faptul, relatat de autor în prefaţa la ediţia a treia, referitor la introducerea unei serii de modificări, în urma consultării unor specialişti de valoare, printre care este citat şi Pierre Dansereau, cunoscutul biogeograf. Este o garanţie că unele erori care s-ar fi putut strecura în legătură cu datele luate din alte discipline, în cazul lui Strahler să fie reduse la minimum.

Vor exista desigur în lucrare şi unele prezentări acceptate de specialistul sau cititorul român într-o mai mică măsură; spre exemplu, clasificarea tipurilor de sol făcută de pe poziţii specifice continentului american.

Avem convingerea că apariţia lucrării de faţă în acest moment în care în facultăţile noastre de specialitate a fost din nou introdus un curs de geografie fizică generală, din nevoia de a da o orientare de ansamblu studenţilor tineri încă din primul an, este oportună.

Ea va constitui, în acelaşi timp, pentru cititorul de carte ştiinţifică, un îndreptar în înţelegerea relaţiilor complexe dintre componentele mediului natural, pe de o parte, şi dintre acest mediu şi om, pe de alta.

Prof. dr. doc. N. AL. RĂDULESCU

Prefață

INTERESUL PENTRU GEOGRAFIA FIzică, ca element fundamental, esențial, în studiul geografiei, a continuat să crească după publicarea celei de-a doua ediții a lucrării de față. Cu încurajarea susținută și generoasă a numeroși prieteni geografi, am încercat să îmbunătățesc și mai mult modul de tratare a acestei discipline, căutînd să ofer o bază fizică amplă, cuprinzînd subiecte adecvate problemelor de geografie regională, economică, culturală și istorică.

Și în această ediție folosesc tehnica explicativ-descriptivă. Așa cum a aplicat-o William Morris Davis la analiza formelor de relief, descrierea explicativă oferă o metodă excelentă pentru geografie. Ea poate fi aplicată și în prezentarea elementelor de climă și meteorologie. Fără explicații, descrierea este stearpă, nesatisfăcătoare. Pe de altă parte, fără a recurge la mecanică, termodinamică și matematici superioare, explicațiile ar fi limitate, iar specialistul le va găsi superficiale. Sesizez perfect — și cu durere — această superficialitate, sau suprasimplificare, în tratarea proceselor și formelor geomorfologice, care constituie propriul meu tărîm de cercetare, și cred că ea este la fel de neplăcută și specialiștilor din celelalte domenii abordate.

Partea întîi, *Pămîntul ca planetă*, și-a păstrat în esență structura anterioară, deși unele materiale despre hărți și rețele cartografice au fost refăcute. Am adăugat material nou despre azimute și despre cîmpul magnetic al Pămîntului. Lista proiecțiilor cartografice s-a modificat prin scoaterea unor rețele învechite și adăugarea proiecției *Eckert IV*.

O schimbare importantă survenită în partea a doua, *Atmosfera și oceanele*, constă în adăugarea unui capitol introductiv care descrie atmosfera cu stratele ei concentrice și cu prelungirile ei în spațiu. Această abordare a atmosferei ca domeniu al planetei Terra corespunde conceptual unui capitol ulterior în care Pămîntul este privit ca un tot. Urmează apoi un capitol revizuit despre încălzirea și răcirea scoarței terestre, în care accentul se pune pe schimburile de energie (prin iradiere și alte procese) și pe bilanțul termic al Pămîntului. Această deplasare a zonei de interes de la descrierea elementelor meteorologice la sistemele de energie reflectă schimbările actuale de concepție asupra mediului terestru. Îi rămîn îndatorat doctorului David H. Miller pentru revederea acestui capitol și pentru numeroa-

sele îmbunătăţiri sugerate. Noi hărţi ale temperaturilor, presiunilor şi vînturilor pe glob au fost elaborate pe baza noilor date de care dispunem.

Adăugirile sînt deosebit de vizibile în partea a treia, *Clima, solurile şi vegetaţia*. Am preluat din volumul meu prescurtat *Introduction to Physical Geography (Introducere în geografia fizică)* (1965) o cantitate apreciabilă de material nou cu privire la regimurile climatice, bilanţul apei în sol, structura şi mediul ambiant al vegetaţiei, răspîndirea pe glob a vegetaţiei naturale. Rezultatul a fost o creştere numerică a capitolelor din această parte de la şase la nouă. Îi sînt profund îndatorat doctorului Pierre Dansereau pentru sprijinul său în dezvoltarea şi ilustrarea capitolelor privind vegetaţia.

În tratarea climei am încercat să explic tipurile fundamentale de climă şi originea lor sub raportul maselor de aer, regiunilor de formare ale acestora şi zonelor de front, evitînd însă sublinierea definiţiilor şi a limitelor dintre clime. Şi în prezenta ediţie am inclus sistemul Köppen ca temă paralelă, facultativă, pentru a da o mai mare utilitate cărţii, fără a sacrifica metoda explicativ-descriptivă. Dacă acest volum poate pune bazele unei înţelegeri a climei, voi considera că şi-a atins scopul.

În capitolul 19 s-a adăugat o scurtă prezentare a noului sistem american de clasificare a solurilor *(Cea de-a 7-a aproximaţie)*, scrisă de dr. Roy W. Simonson, şeful serviciului de clasificare a solurilor şi de corelare a cartărilor de soluri. Acest procedeu reflectă propria mea ezitare de a renunţa deocamdată la clasificarea mai tradiţională, în favoarea unui sistem cu totul nou, cuprinzînd un număr impresionant de termeni nou creaţi.

Deşi partea a patra, *Relieful scoarţei terestre* nu se îndepărtează de conţinutul ediţiei precedente, voi sublinia două inovaţii. Una constă în adăugarea sistemului mondial de clasificare a formelor de relief, publicat recent de dr. Richard E. Murphy. Harta sa, *Formele de relief pe glob*, este reprodusă în culori (planşa 5 din seria de hărţi ale lumii inclusă la sfîrşitul cărţii; primele patru le-am folosit şi în lucrarea mea *Introducere în geografia fizică*). Acest sistem umple o lacună veche din geografia formelor de relief ale globului. Îi sînt foarte îndatorat doctorului Murphy pentru permisiunea de a reproduce harta şi textul.

Dezvoltarea geomorfologiei cantitative a fost atît de rapidă şi amplă în ultimele două decenii, încît acest domeniu nu mai poate fi ignorat nici chiar la nivelul unui manual introductiv de uz universitar. Dacă ne gîndim că studiile de hidrologie şi climatologie au avut baze cantitative încă de la începutul dezvoltării lor, vom conveni că a sosit demult timpul să recunoaştem geomorfologia cantitativă. Acest capitol nou care abordează doar cîteva concepte reprezentative ale morfometriei sistemelor fluviatile, poate fi considerat ca experimental. Pentru depăşirea lipsurilor de „cultură" matematică, într-o scurtă anexă se explică cît mai descriptiv cu putinţă principiile regresiei bidimensionale. O justificare în plus, pentru studiul metodelor cantitative poate fi găsită în utilizarea largă pe care ele au dobîndit-o în toate ramurile geografiei moderne şi care tinde să ducă la unificarea acestui domeniu prin recunoaşterea sistemelor analoage.

Bibliografia a fost adusă la zi şi considerabil îmbogăţită. Imensul număr de reviste şi cărţi de care dispunem astăzi exclude posibilitatea alcătuirii unei scurte bibliografii care să fie totodată reprezentativă şi uşor de procurat.

În text, ca şi în ilustraţii, s-au introdus echivalenţii metrici, alături de unităţile englezeşti, folosite curent la noi. Un număr de hărţi au fost revizuite şi redesenate, reflectînd măiestria cartografică a domnului John P. Tremblay. Introducerea unei a doua culori în întregul volum a dus la îmbunătăţirea clarităţii şi calităţii celor mai multe dintre desenele liniare.

Cititorii primelor două ediţii au trimis sugestii de îmbunătăţire a conţinutului textului. Ei sînt prea numeroşi pentru a le putea mulţumi individual, dar suma contribuţiilor lor a constituit un factor de seamă în elaborarea ediţiilor revizuite.

ARTHUR N. STRAHLER

Universitatea Columbia

Introducere

CE ESTE GEOGRAFIA FIZICĂ? UN prim pas în înțelegerea acestui termen ar fi să-l interpretăm ca însemnînd „baza fizică a geografiei", căci geografia fizică este pur și simplu studiul combinat al mai multor științe despre Pămînt, care ne dă o imagine generală a naturii mediului ce-l înconjură pe om. Nefiind în sine însăși o ramură distinctă a științei, geografia fizică este o grupare de principii fundamentale ale științelor naturii, alese cu scopul de a cuprinde în primul rînd influențele de mediu, care variază în diferite zone de pe suprafața Pămîntului.

Care sînt deci științele individuale la care face apel geografia fizică și de ce au fost alese tocmai acestea? Prima și cea mai importantă este aceea care studiază forma Pămîntului — *geodezia* — și apoi cea care se ocupă de relația dintre Pămînt și Soare — *astronomia*. În mare măsură însă astronomia iese din sfera interesului geografic, întrucît numai două corpuri cerești, Soarele și Luna, influențează apreciabil viața pe Pămînt. Înțelegerea mișcării Pămîntului pe orbita sa în jurul Soarelui este de primă însemnătate, deoarece toată energia necesară vieții, toată forța motrice a cursurilor de apă, a vînturilor și a curenților oceanici își au izvorul în energia solară a cărei intensitate se schimbă în timpul unor cicluri diurne și anuale. Luna — astrul care influențează fenomenul de maree — interesează geografia fizică doar într-un mod secundar.

Deoarece datele furnizate de științele Pămîntului sînt adesea cel mai bine redate de hărți, și deoarece multe nici nu pot fi descrise fără hărți, știința hărților, *cartografia*, este o componentă indispensabilă a geografiei fizice. Desigur, cartografia este mai degrabă o tehnică decît o știință fundamentală a Pămîntului, dar ea merită un loc dintre cele mai importante, deoarece ne oferă mijlocul de a reprezenta informațiile obținute.

Omul, deși trăiește pe suprafața solidă a Pămîntului, respiră aerul din atmosferă și își datorează existența unor condiții favorabile de climă. *Meteorologia* și *climatologia*, care studiază aceste condiții, devin astfel o preocupare majoră a specialistului în geografia fizică. Între învelișul atmosferic și masele de uscat ale Terrei se află stratul subțire al solului, care reflectă atît influența climei, cît și a reliefului. Știința solului, *pedologia*, nu poate lipsi, prin urmare, din sfera intereselor geografiei fizice. În ceea ce privește structura și răspîndirea tipurilor de

vegetație naturală, deși acestea constituie mai degrabă obiectul botanicii, trebuie totuși luate în considerare în cadrul geografiei fizice, deoarece plantele constituie trăsături importante ale peisajului, fiind totodată indicatori deosebit de utili ai climei, solurilor și ai reliefului. Ca atare, și geobotanica *(geografia vegetației)* intră în dosarul geografiei fizice.

Ocupîndu-ne de zonele de uscat ale Terrei trebuie să avem în vedere și domeniul oceanelor. *Oceanografia fizică*, care studiază valurile și curenții oceanici, ghețurile marine și mareele, își oferă datele geografiei fizice, deoarece omul folosește Oceanul planetar pentru a realiza comunicații intercontinentale, pentru transporturi navale și aeriene, precum și ca sursă de hrană.

Trăsăturile suprafeței topografice sau formele de relief ale suprafeței Pămîntului prezintă, de asemenea, mare însemnătate pentru om, acestea influențînd amplasarea terenurilor agricole, a orașelor, căilor de comunicații etc. *Geomorfologia*, știința ce studiază originea și dezvoltarea sistematică a tuturor formelor de relief, este componenta principală a geografiei fizice. Întrucît adesea formele de relief dezvăluie tipurile și structurile rocilor din substrat, putem avea în vedere și un minim de cunoștințe de *geologie*. Înțelegerea principiilor acestei științe ne ajută în plus să explicăm originea și răspîndirea principalelor tipuri de zăcăminte minerale — cărbune, petrol, gaze naturale, minereuri metalifere, piatră de construcții și multe altele. În strînsă legătură cu climatologia și geomorfologia este *hidrologia*, care se ocupă cu studiul apelor de suprafață și subterane, incluzînd rîurile, lacurile, izvoarele și mlaștinile. Apa dulce, factor indispensabil pentru viața omului, capătă astfel o mare importanță în cadrul bazei fizice a geografiei.

Cei care studiază geografia fizică se specializează, de obicei, în numai unul dintre cele cîteva domenii menționate mai sus, cum ar fi climatologia, geomorfologia sau știința solului. În afară de cercetarea originală pe care o întreprinde în domeniul ales și în care poate aduce importante contribuții științifice, specialistul în geografie fizică încearcă să se mențină la curent cu ultimele progrese și descoperiri din celelalte domenii. El poate astfel întruni și corobora diverse fapte noi de cunoaștere, alcătuind o imagine unitară a mediului natural al omului, în orice moment al anului și în orice zonă de pe glob.

Pămîntul ca planetă

Capitolul 1
Forma Pămîntului; rețeaua geografică

FORMA SFERICĂ A PĂMÎNTULUI ESTE una dintre realitățile mediului nostru fizic, cu care școlarii se familiarizează de timpuriu, dar probabil puțină lume dă atenție unora dintre dovezile elementare ale acestei sfericități. De pildă, faptul că oamenii au navigat sau au zburat de nenumărate ori în jurul globului este acceptat în mod tacit ca o dovadă a sfericității Pămîntului, dar aceasta demonstrează doar că Pămîntul este un corp solid. Circumnavigația s-ar putea realiza și pe un Pămînt cubic sau cilindric. Am putea totuși demonstra sfericitatea Pămîntului, arătînd că în cadrul unui mare număr de zboruri efectuate de-a lungul cercurilor mari ale Pămîntului, fiecare într-o direcție diferită, toate zborurile au avut aceeași lungime.

O a doua dovadă a sfericității Pămîntului ne-o pot oferi observațiile maritime. Majoritatea persoanelor care au călătorit pe mare au observat, fără îndoială, că atunci cînd o navă se pierde în depărtare, ea pare să se scufunde lent sub nivelul apei. Privit cu binoclul sau cu luneta, nivelul mării dă impresia că se înalță, acoperind punțile, apoi coșurile și catargele, și lăsînd pînă la urmă numai fumul vizibil deasupra orizontului. Explicația rezidă evident în faptul că suprafața mării este curbă. Pentru a dovedi că această curbură este sferică ar fi necesare numeroase observații și măsurători ale gradului de scufundare aparentă a unei nave pe unitatea de distanță, într-o serie de direcții diferite de la punctul respectiv. Și încă dovada n-ar fi mulțumitoare, decît dacă experiența s-ar repeta în numeroase zone oceanice de pe glob, constatîndu-se că gradul de curbură rămîne același.

A treia dovadă poate fi obținută pe baza observației că în toate eclipsele de Lună, limita umbrei Pămîntului se prezintă ca un arc de cerc. Se poate demonstra pe cale geometrică că singurul corp care aruncă totdeauna o umbră circulară pe o suprafață plană este sfera. Văzută de pe Pămînt, Luna ne apare ca un disc aparent plan. Deoarece în timpul acestor eclipse Pămîntul rareori arată aceeași față către Lună, putem trage concluzia că indiferent de profilul terestru proiectat pe Lună, umbrele circulare sînt toate la fel și că, prin urmare, Pămîntul este sferic. Studiul fotografiilor luate din rachete sau sateliți artificiali ai Pămîntului (cum ar fi sateliții meteorologici din seria „Tiros") la altitudini foarte mari arată că orizontul este o linie curbă (fig. 1.1). Dacă această

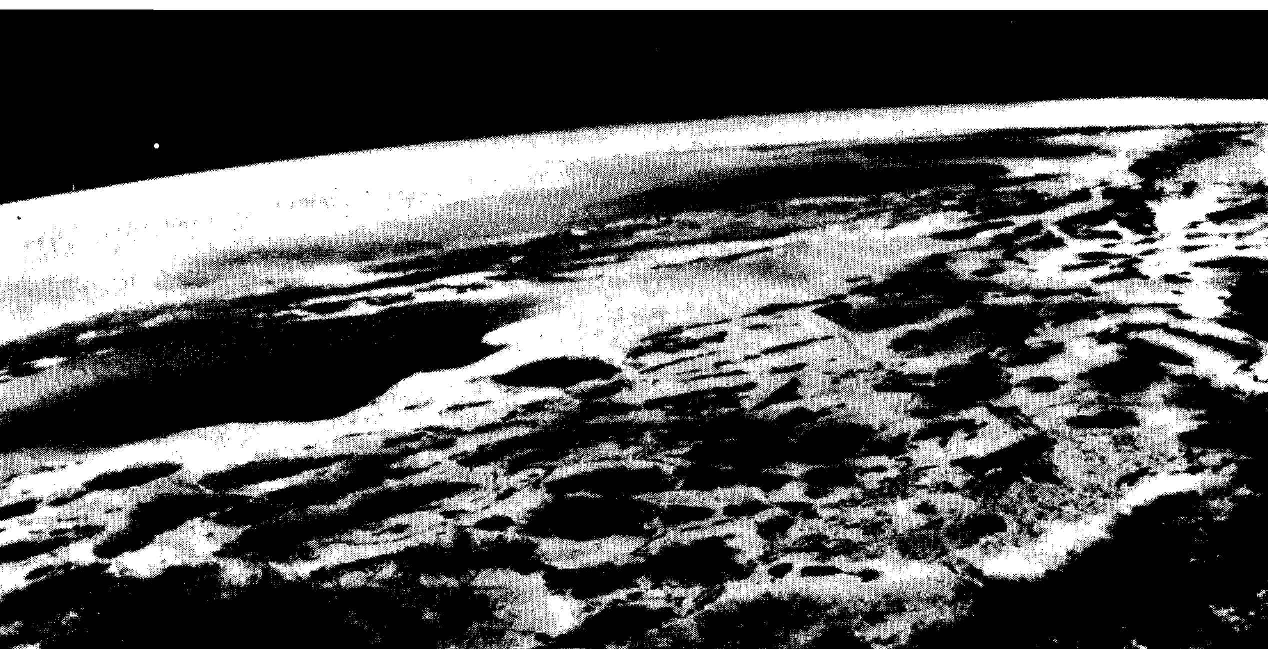


Fig. 1.1 Curbura orizontului terestru se vede clar în această fotografie, care înfățișează partea de sud-vest a S.U.A. și Mexicul de nord. Imaginea este luată de pe o rachetă « Viking 12 » de la o altitudine de 230 km. În stînga se află partea de sud a Californiei și Golful Californiei. Spre dreapta cîmpul vizual cuprinde regiunea Los Angeles (foto *U.S. Navy*).

curbură ar fi identică în mai multe puncte distincte ale Pămîntului, o serie de asemenea fotografii ne-ar putea furniza o dovadă în plus (a patra) în sprijinul formei sferice a planetei noastre.

Din observarea poziției Stelei Polare (sau a oricărei alte stele) ar decurge, de asemenea, argumente în favoarea sfericității Pămîntului. Pentru observatorul aflat la ecuator, Steaua Polară se află la orizont, dar pe măsură ce observatorul se deplasează spre Polul Nord, această stea pare să se înalțe tot mai mult pe cer pînă cînd, la Polul Nord, el o va vedea chiar deasupra capului. Se poate constata că Steaua Polară se înalță cu 1° pe cer cu fiecare deplasare de 111 km a observatorului spre nord. Aceeași constatare va fi valabilă și pentru deplasarea de la ecuator spre Polul Sud, cu condiția să se observe o stea din emisfera sudică, aflată pe direcția axei Pămîntului. Putem arăta astfel că toate arcele trasate de la un pol la celălalt (de exemplu, meridianele) sînt arce de cerc, și că Pămîntul este sferic.

Cu ajutorul ridicărilor topografice efectuate cu instrumente optice de mare precizie putem obține a șasea dovadă. Să presupunem că un topometru bate doi țăruși în pămînt, la o distanță de 1 milă unul de celălalt, pînă la un nivel care să-i permită ca atunci cînd vizează din vîrful primului țăruș spre vîrful celui de al doilea, linia de vizare să fie perfect orizontală, în raport cu nivela sensibilă a teodolitului (fig. 1.2). Să presupunem mai departe că el înfige un al treilea țăruș în linie cu primii doi, dar la 1 milă dincolo de al doilea, și că ajustează înălțimea celui de-al treilea țăruș astfel încît linia de vizare prin lunetă către al doilea țăruș să fie perfect orizontală, verificată din nou cu nivela. Dacă n-ar ști de existența curburii Pămîntului, topometrul nostru ar fi surprins să constate că vizînd acum cu luneta din vîrful primului țăruș spre vîrful celui de-al treilea, vîrful țărușului din mijloc se ridică deasupra noii linii de vizare. Aceasta se explică prin faptul că linia de vizare prin lunetă nu urmează curbura Pămîntului, ci este o linie dreaptă tangentă la aceasta și care se prelungește în spațiu. Ca atare topometrii trebuie să introducă corecții pentru curbura Pămîntului și, întrucît aceste corecții sînt aproximativ constante pentru toate punctele de pe glob, putem conchide că Pămîntul este sferic.

O a șaptea dovadă a sfericității Pămîntului ne-o oferă experiența făcută cu un obiect care, cîntărit cu un dinamometru cu arc în oricare punct de pe glob, va avea aproape aceeași greutate. Știind că greu-

tatea depinde de atracţia gravitaţională, putem trage concluzia că obiectul respectiv cîntăreşte la fel în oricare punct al suprafeţei Pămîntului, deoarece toate aceste puncte sînt echidistante faţă de centrul Pămîntului, ceea ce înseamnă că Pămîntul este sferic.

Pentru a măsura forţa gravitaţiei terestre putem folosi un ceas cu pendul. Dacă menţinem pendulul de o lungime strict constantă, ceasul va păstra un timp constant, atîta vreme cît asupra lui acţionează o forţă de gravitaţie constantă. Faptul că un ceas cu pendul păstrează bine timpul în toate punctele de pe Pămînt situate la nivelul mării, constituie un argument în favoarea sfericităţii. Calcule extrem de precise bazate pe acest principiu arată, totuşi, existenţa unor mici variaţii ale gravitaţiei, ceea ce, aşa cum se va explica mai jos, a dus la descoperirea formei reale a Pămîntului, care s-a dovedit a nu fi o sferă perfectă.

Cea de-a opta şi ultima dovadă adusă în discuţie se referă la metodele moderne de navigaţie care se întemeiază pe premisa că Pămîntul este rotund. Ţinînd seama de faptul că, de mai bine de un secol, poziţia navelor este determinată corect prin aceste metode, se verifică pe deplin şi valabilitatea premisei.

Eratostene măsoară Pămîntul

Cu toate că vechii greci, printre care Pitagora (540 î.e.n.) şi şcoala lui Aristotel (384—322 î.e.n.), considerau Pămîntul rotund şi emiteau ipoteze asupra circumferinţei lui, de-abia în anul 200 î.e.n. a fost efectuată o măsurătoare directă în acest sens, bazată pe un principiu astronomic corect de către Eratostene, bibliotecar la Alexandria. El a observat că la Syene (Aswan) în Egipt — localitate situată pe Nilul superior în apropierea Tropicului Racului, la $23^1/_2°$ latitudine nordică — razele soarelui la amiază în timpul solstiţiului de vară (21 iunie), cădeau direct în fundul unei fîntîni verticale adînci. Cu alte cuvinte Soarele se afla atunci la zenitul locului, iar razele lui formau un unghi drept cu suprafaţa Pămîntului la latitudinea respectivă (fig. 1.3). Pe de altă parte, la Alexandria la aceeaşi dată, razele soarelui cădeau la amiază sub un unghi de $^1/_{50}$ dintr-o circumferinţă, sau 7°12′ faţă de verticala locului.

Aşa cum se poate constata din raportul dintre razele paralele ale Soarelui şi liniile

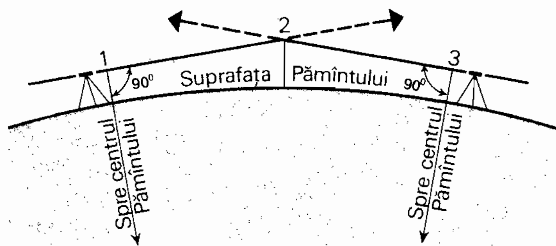


Fig. 1.2 Datorită curburii suprafeţei terestre liniile de vizare ale lunetelor topometrice nu se menţin la un nivel constant.

radiale duse din centrul Pămîntului, arcul pe care-l descrie suprafaţa Pămîntului între Alexandria şi Syene este de asemenea egal cu 7°12′ sau $^1/_{50}$ din circumferinţa terestră. Ca atare este suficient să se determine distanţa terestră pe linia nord-sud între cele două puncte şi să se înmulţească valoarea ei cu 50, pentru a afla lungimea circumferinţei.

Eratostene a luat distanţa dintre Alexandria şi Syene de 5 000 de stadii, dar aceasta n-a fost probabil decît o evaluare aproximativă. S-a obţinut astfel valoarea de 250 000 de stadii pentru circumferinţa Pămîntului. Considerînd o stadie echivalentă cu 185 m circumferinţa are, prin urmare, 46 250 km, ceea ce reprezintă o valoare apropiată de cea reală de 40 000 km (25 000 mile).

Pornind de la experienţa clasică a lui Eratostene putem uşor imagina o metodă astronomică de măsurare a Pămîntului. Alegem o linie nord-sud, a cărei lungime poate

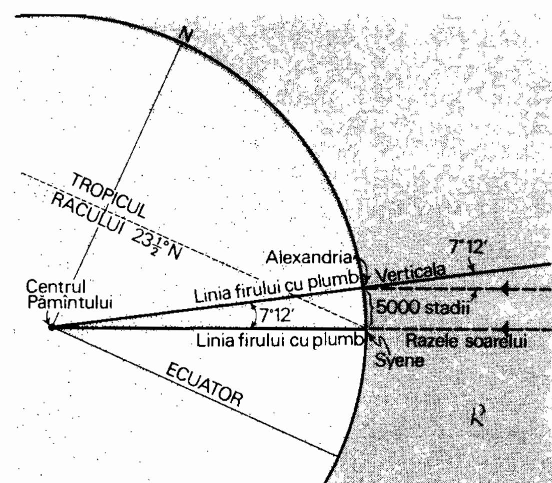


Fig. 1.3 Metoda folosită de Eratostene pentru măsurarea circumferinţei terestre.

fi măsurată direct la nivelul solului prin mijloace topometrice. Această linie trebuie să fie lungă de cel puţin 111 km pentru a ne da un arc de aproximativ 1°. La capetele liniei putem măsura înălţimea oricărei stele alese în punctul ei cel mai ridicat deasupra orizontului sau în raport cu verticala, folosind o nivelă sau un fir cu plumb pentru a avea un punct de referinţă real orizontal sau vertical. Diferenţa de poziţia unghiulară a stelei va fi acel arc din circumferinţa Pămîntului aflat între capetele liniei măsurate. Se pare că tocmai acest procedeu a fost folosit de arabi în secolul al IX-lea. Măsurătorile acestora erau probabil mult mai precise decît cele ale lui Eratostene, dar, întrucît nu le cunoaştem unităţile de măsură în echivalenţi moderni, soluţia găsită de ei nu poate fi verificată.

Curbura suprafeţei Pămîntului şi vizibilitatea

Gradul de curbură a suprafeţei Pămîntului poate fi exprimat prin distanţa reală dintre o linie curbă trasată pe suprafaţa Pămîntului (de exemplu, pe un ocean liniştit) şi o linie dreaptă tangentă dusă prin acelaşi punct. Această distanţă o vom numi *divergenţă* sau *deviaţie* (fig. 1.4). Deoarece densitatea aerului scade cu înălţimea, o rază de lumină nu va fi o linie dreaptă, ci o linie curbată spre pămînt. Acest fenomen numit refracţie are ca efect reducerea divergenţei cu aproximativ $^1/_7$ din valoarea pe care ar fi avut-o în condiţiile lipsei atmosferei terestre. O regulă simplă de calculare a divergenţei (h) dintre linia curbă care reprezintă suprafaţa terestră şi dreapta formată de raza de lumină este să se ia $^3/_5$ din pătratul numărului de mile dintre cele două puncte (punctele A şi B în fig. 1.4).

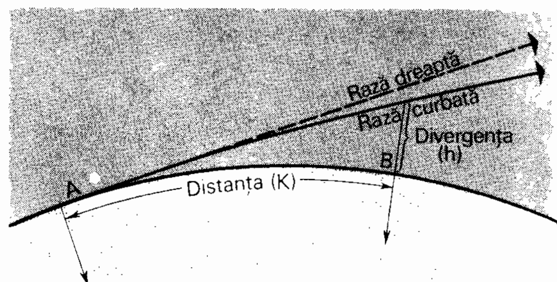


Fig. 1.4 Deşi raza de lumină se curbează uşor spre Pămînt devierea ei faţă de suprafaţa terestră creşte cu distanţa.

Formula se poate reda în felul următor (în unităţi de măsură englezeşti):

$$h = \frac{3}{5} K^2$$

(valoarea exactă: $h = 0,574\ K^2$)
în care h = distanţa în picioare dintre cele două drepte, iar K = distanţa în mile dintre cele două puncte A şi B. De pildă, dacă distanţa dintre A şi B este de 10 mile, divergenţa este de aproximativ 60 de picioare.

Cunoscînd divergenţa exprimată în picioare, putem calcula şi distanţa în mile dintre cele două puncte (K) folosind formula:

$$K = 1^1/_3 \sqrt{h}$$
$$K = 1,317 \sqrt{h}$$

Adică vom extrage rădăcina pătrată din numărul de picioare care reprezintă divergenţa şi o vom înmulţi cu 1 $^1/_3$. De exemplu, dacă divergenţa este de 81 de picioare, distanţa în mile va fi de $9 \times 1\ ^1/_3$, adică 12 mile.

În unităţi metrice unde h este divergenţa în metri, iar K distanţa în kilometri, vom folosi următoarele formule:

$$K = 3,80 \sqrt{h}$$
$$h = 0,069\ K^2$$

Tabelul 1.1 cuprinde valori pentru o serie de exemple.

Mărimea curburii suprafeţei Pămîntului capătă o mare importanţă practică în problemele de vizibilitate marină. Suprafaţa de ocean vizibilă dintr-un anumit punct creşte pronunţat cu înălţimea deasupra nivelului mării. Tabelul 1.1 arată că dintr-un punct situat la 5 picioare deasupra nivelului apei (de pildă dintr-o barcă) raza cîmpului de vizibilitate este de circa 3 mile, pe cînd dintr-un punct situat la 100 picioare deasupra nivelului apei, de pildă de pe catargul unei nave, ea atinge 13 mile.

Atunci cînd două puncte se află la înălţimi diferite deasupra nivelului mării — de exemplu, un far situat la 100 de picioare deasupra apei şi puntea unei nave situată la 65 picioare deasupra apei (fig. 1.5), distanţa vizibilităţii va fi suma celor două distanţe obţinute prin rezolvarea problemei curburii pentru fiecare caz în parte. Un observator aflat pe puntea navei va avea o rază de vizibilitate pînă la orizont de aproximativ 17 km (10,5 mile). Razele de lumină ale



Fig. 1.5 Curbura suprafeței terestre limitează domeniul de vizibilitate a punctelor aflate la înălțime.

farului sînt tangente la suprafața mării la o distanță de 13 mile. Totalul este deci de aproximativ 23,5 mile. Nu am luat aici în considerare factorii ce pot modifica calculul, cum ar fi de pildă valurile, care ridică nivelul orizontului și tind astfel să reducă vizibilitatea.

TABELUL 1.1

UNITĂȚI METRICE

Divergența (m)	Distanța (km)	Distanța (km)	Divergența (m)
1	3,80	1	0,07
2	5,37	2	0,28
5	8,50	5	1,73
10	12,0	10	6,92
20	17,0	20	27,7
50	26,9	50	173
100	38,0	100	692
200	53,7	200	2 770
500	85,0	500	17 500
1 000	120		
5 000	269		

UNITĂȚI ANGLO-SAXONE

Divergența (ft)	Distanța (mile)	Distanța (mile)	Divergența (ft)
1	1,32	1	0,6
2	1,86	2	2,3
5	2,94	5	14,4
10	4,16	10	57,4
20	5,89	20	230
50	9,31	50	1 440
100	13,2	100	5 740
200	18,6	200	23 000
500	29,4	500	144 000
1 000	41,6		
5000	93,1		

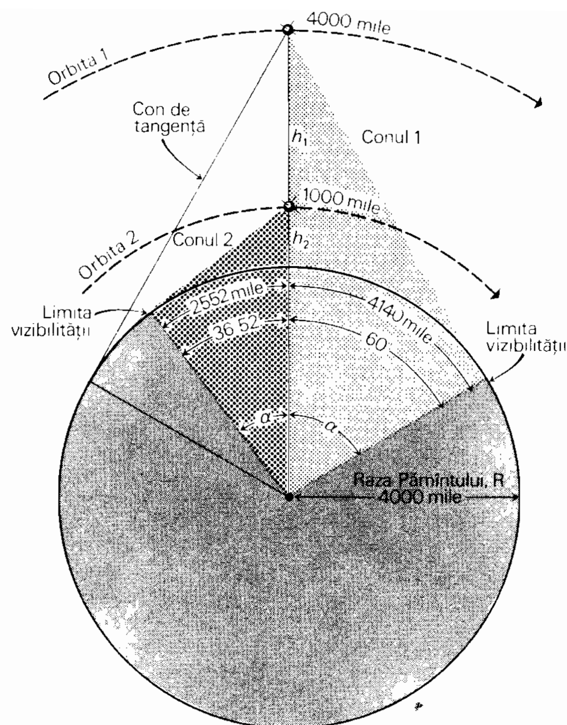


Fig. 1.6 Domeniul de vizibilitate de pe un satelit orbital crește cu altitudinea (așa cum este indicat de succesiunea conurilor tangente).

.Problema domeniului de vizibilitate se pune astăzi cu acuitate pentru altitudini extrem de mari, datorită sateliților artificiali și altor vehicule spațiale. Dacă nu ținem seama de influența atmosferei terestre sub forma refracției și difuziunii razelor de lumină, problema devine cea a unui con aplicat pe o sferă (fig. 1.6). Considerăm că observatorul se află în vîrful conului. Orizontul său (limita vizibilității terestre) este un cerc care coincide cu linia de tangență a conului cu sfera. Raza acestui orizont (cerc de vizibilitate) se poate calcula determinîndu-se trigonometric arcul echivalent în grade*. Numărul de grade se multiplică cu 111 km pentru a obține lungimea razei. Tabelul 1.2 cuprinde valorile distanței pentru mai multe puncte de altitudine, calculate cu o rază terestră de 6 370 km.

* Formula este $\cos \alpha = \frac{R}{R+h}$, în care α reprezintă distanța unghiulară în grade, R raza terestră și h înălțimea față de suprafața Pămîntului, exprimată în aceleași unități de măsură ca și raza.

TABELUL 1.2

UNITĂŢI METRICE	
Înălţimea faţă de suprafaţa Pămîntului (km)	Raza cercului de vizibilitate (km)
100	1 120
200	1 570
400	2 200
1 000	3 350
2 000	4 500
4 000	5 780

UNITĂŢI ANGLO-SAXONE	
Înălţimea faţă de suprafaţa Pămîntului (mile)	Raza cercului de vizibilitate (mile)
100	874
200	1 225
400	1 700
1 000	2 520
2 000	3 320
4 000	4 140

Pămîntul ca elipsoid turtit

În 1671, astronomul francez Jean Richer a fost trimis de Ludovic al XIV-lea în insula Cayenne (Guyana Franceză) pentru a efectua observaţii astronomice. Ceasul său fusese astfel ajustat, încît pendulul său, lung de 99,4 cm, bătea secunde exacte la Paris. Sosind la Cayenne, care se află lîngă ecuator, Richer a constatat că ceasul rămîne în urmă cu aproximativ două minute şi jumătate pe zi. În mod corect el a atribuit acest fapt forţei de gravitaţie mai mică lîngă ecuator, stabilindu-se nu peste mult timp că acest fenomen nu putea fi explicat decît presupunînd că regiunile ecuatoriale ale suprafeţei Pămîntului se află mai departe de centrul acestuia decît zonele mai nordice. Ulterior, măsurători precise de tip similar au dezvăluit că forma reală a Pămîntului este cea a unui glob sferic turtit de-a lungul axei polare şi uşor bombat la ecuator (fig. 1.7). Această formă este cunoscută sub denumirea de *elipsoid turtit* sau *elipsoid de rotaţie*. O secţiune transversală prin polii acestuia reprezintă, prin urmare, o elipsă şi nu un cerc. Ecuatorul rămîne însă un cerc şi este cea mai mare circumferinţă posibilă a elipsoidului. Turtirea planetei noastre este atribuită forţei centrifuge obţinute din rotaţia Pămîntului care deformează substanţa relativ plastică a Pămîntului, dîndu-i o formă de echilibru în raport cu forţele de gravitaţie şi rotaţie.

Confirmarea turtirii Pămîntului a fost obţinută în secolul al XVIII-lea prin lucrările a două expediţii ştiinţifice, întreprinse sub auspiciile Academiei Regale de Ştiinţe din Paris. Una dintre acestea şi-a desfăşurat activitatea în Laponia, unde a măsurat, între anii 1736—1737, un arc de 57′. Constatînd că acest arc este mai lung decît un arc echivalent cunoscut de lîngă Paris, expediţia a demonstrat turtirea Pămîntului spre poli. Între timp a doua expediţie, care se îndreptase spre Peru în anul 1735, efectua măsurători în apropierea ecuatorului la Quito, în statul Ecuador, în 1743 terminîndu-se măsurarea unui arc de peste 3°. În această regiune lungimea unui arc de cerc de 1° s-a dovedit a fi mai mică decît a unui arc echivalent din Franţa şi încă şi mai mică decît în Laponia, ceea ce constituie o dovadă concludentă a asemănării Pămîntului cu un elipsoid turtit.

În cifre rotunjite, dimensiunea dată în figura 1.7 pentru diametrul ecuatorial al Pămîntului, este de 12 757 km, iar lungimea axei polare este de 12 714 km, rezultînd o diferenţă de aproximativ 43 km. *Turtirea* elipsoidului terestru, sau *turtirea la poli*, este raportul dintre această diferenţă şi diametrul ecuatorial, aproximativ 43/12 757,

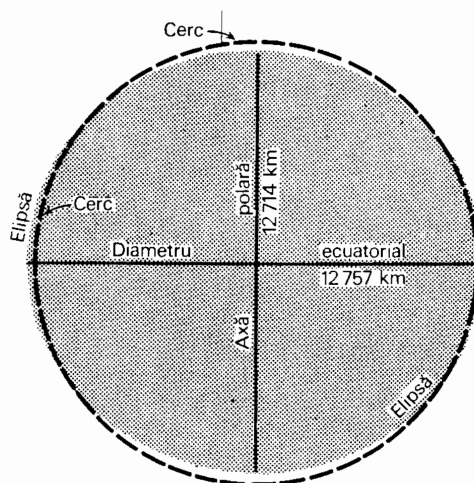


Fig. 1.7 În secţiune transversală prin axa polilor, Pămîntul este uşor eliptic. Dimensiunile sînt cele ale Elipsoidului Internaţional de referinţă (Hayford, 1909).

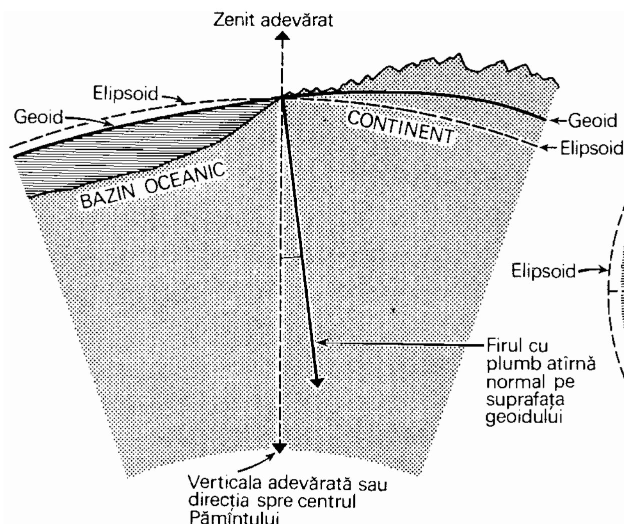


Fig. 1.8 Poziţiile relative ale geoidului şi ale elipsoidului sînt inversate în bazinul oceanic faţă de continent.

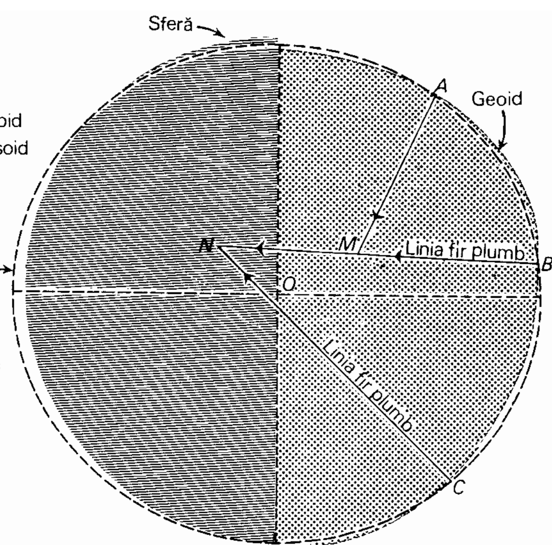


Fig. 1.9. Geoidul are formă neregulată, în contrast cu simetria perfectă a elipsoidului. Liniile firului cu plumb duse din *A* şi *B* se intersectează în *M* rezultînd o rază terestră prea mică. Liniile firului cu plumb duse din *B* şi *C* se intersectează în *N*, rezultînd o rază prea mare a Pămîntului (după W. A. Heiskanen).

prin simplificare obţinîndu-se o fracţie cu puţin mai mare de 1/300. Alte detalii cu privire la elipsoidul terestru şi calcularea dimensiunilor lui se dau mai jos în prezentul capitol.

Folosind cifrele de mai sus obţinem valoarea de 40 075 km pentru circumferinţa ecuatorială a Pămîntului. Pentru calcule aproximative putem folosi numărul de 40 000 km. *Geodezia* (termen care în limba greacă înseamnă „ a împărţi Pămîntul "), se ocupă cu determinarea formei şi dimensiunilor Pămîntului, şi s-a născut din nevoia de a stabili cu precizie natura elipsoidului turtit cu care seamănă planeta noastră. Specialistul în geodezie foloseşte metode topometrice deosebit de precise şi determinări foarte exacte ale forţei gravitaţiei pentru atingerea acestui scop.

Pămîntul ca geoid

Deşi elipsoidul turtit este o reprezentare mult mai bună a formei Pămîntului decît sfera, se simte încă nevoia unei precizii şi mai mari. Forma Pămîntului, pe care geodezia încearcă să o măsoare şi să o descrie, nu este configuraţia suprafeţei terestre, căci aceasta prezintă numeroase neregularităţi, atît la nivelul continentelor, cît şi pe fundul mării. Suprafaţa a cărei formă o căutăm este suprafaţa oceanelor extinsă în mod imaginar pe sub uscat, pentru a obţine o întindere continuă denumită *geoid*. Dacă ar exista posibilitatea să împînzim continentele cu canale sau tuneluri la nivelul mării, permiţînd apei oceanelor să ajungă la acelaşi nivel în interiorul uscatului, am putea realiza geoidul.

Din cauza prezenţei unei mari mase de rocă deasupra nivelului mării pe continente, forţa gravitaţiei la nivelul mării este întrucîtva mai mică. În consecinţă, suprafaţa nivelului mării, sau suprafaţa geoidului, depăşeşte în înălţime, sub continente, elipsoidul, care rămîne suprafaţa de referinţă (fig. 1.8). În bazinele oceanice adînci, unde masa de rocă este înlocuită de apă (cu o densitate mai mică), forţa gravitaţiei la nivelul mării este superioară, ceea ce face ca suprafaţa geoidului să treacă pe sub suprafaţa elipsoidului de referinţă. Ne putem astfel imagina geoidul ca o suprafaţă ondulată de formă neregulată (fig. 1.9). Ea poate fi descrisă în funcţie de poziţia pe care o ocupă deasupra sau dedesubtul suprafeţei imaginare a elipsoidului, dar este prea complexă pentru a fi exprimată printr-o formulă matematică simplă.

Diferenţa dintre geoid şi elipsoid este, de obicei de 20—30 m pe continente. Trebuie

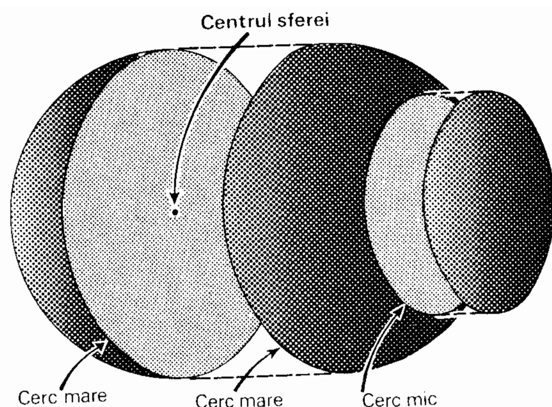


Fig. 1.10 Un cerc mare se construiește dintr-un plan care taie o sferă în jumătăți egale; iar un cerc mic atunci cînd un plan taie sfera în părți inegale.

spus că aceste valori sînt extrem de mici în comparație cu cea reprezentată prin diferența de 43 km dintre diametrul ecuatorial și cel polar al Pămîntului în forma elipsoidă.

O mare parte a cercetărilor moderne în geodezie se ocupă cu determinarea suprafeței geoidului. Acesta este un lucru important, deoarece direcția descendentă a atracției gravitaționale depinde de forma suprafeței geoidului (fig. 1.8). Întrucît observațiile geodezice și astronomice se bazează pe folosirea firului cu plumb sau a nivelei pentru a obține direcții de referință verticale și orizontale adevărate, precizia acestor observații este în funcție de buna cunoaștere a geoidului.

Cercuri mari și cercuri mici

Dacă împărțim o sferă perfectă în două jumătăți printr-un plan care trece prin centrul ei, intersecția planului cu sfera este cel mai mare cerc ce poate fi trasat pe sferă; acest cerc se numește *cerc mare* (fig. 1.10). Cercurile rezultate din intersecția cu sfera a unor planuri care nu trec prin centrul ei sînt mai mici decît un cerc mare și poartă numele de *cercuri mici*.

Este foarte important, în cadrul geografiei fizice, să cunoaștem bine proprietățile cercurilor mari, deoarece ele sînt adesea menționate în legătură cu studiul meridianelor, al navigației, al iluminării globului și al proiecțiilor cartografice. Iată cîteva din aceste proprietăți:

1. Un cerc mare rezultă ori de cîte ori un plan trece prin centrul unei sfere, indiferent de poziția planului.

2. Un cerc mare este cel mai mare cerc care poate fi trasat pe suprafața unei sfere.

3. Pe o sferă se poate trasa un număr infinit de cercuri mari.

4. Prin două puncte de pe suprafața unei sfere trece un singur cerc mare (cu excepția cazului cînd cele două puncte sînt extremitățile unui diametru, în care situație prin ele poate trece un număr infinit de cercuri mari). Această proprietate concordă cu legea geometrică potrivit căreia un plan este determinat de trei puncte, în cazul nostru cel de-al treilea punct fiind centrul sferei.

5. Un arc de cerc mare este cea mai scurtă distanță, pe suprafața sferei, între două puncte de pe sferă.

6. Cercurile mari care se intersectează se împart reciproc în două părți egale.

Avînd în vedere cele spuse mai sus despre forma Pămîntului, cu care prilej s-a arătat că Pămîntul nu este o sferă perfectă, ci un elipsoid turtit — ne putem întreba dacă proprietățile cercurilor mari pot fi aplicate și planetei noastre. Pentru necesități curente care implică utilizarea cercurilor mari, putem considera Pămîntul ca fiind o sferă, fără teamă de erori apreciabile. În cele ce urmează vom porni cel mai adesea de la premisa formei sferice. Una din excepții o va constitui calcularea valorilor exacte ale gradelor de latitudine, unde vom folosi forma elipsoidală.

Ne vom ocupa în continuare de una dintre întrebuințările cercurilor mari în navigație. Atunci cînd navele trebuie să parcurgă mari întinderi de ocean între porturi îndepărtate, sau cînd avioanele au de efectuat zboruri lungi, este de dorit, pentru a se economisi carburant și timp, ca ele să urmeze arcul unui cerc mare între cele două puncte, cu condiția, desigur, să nu existe obstacole în calea folosirii acestei rute. În navigație se întrebuințează hărți speciale care prezintă totdeauna arcele de cerc mare sub forma unor linii drepte. Aceste hărți se numesc *hărți de navigație ortodromice* și vor fi discutate mai pe larg în cadrul proiecțiilor cartografice. Pentru a trasa pe hartă drumul cel mai scurt între două puncte date este suficient să tragem o dreaptă între respectivele puncte.

Rutele ortodromice pot fi stabilite ușor cu ajutorul unui glob pămîntesc, servindu-ne de o bucată de sfoară sau elastic. Întindem sfoara pe suprafața globului între cele două puncte, fixînd-o cu degetele mari, și obținem astfel ruta ortodromică dorită. Dacă folosim elastic, putem realiza un întreg cerc mare,

ceea ce este foarte util atunci cînd avem de a face cu puncte situate în părți opuse ale globului. Unele globuri indică rutele ortodromice dintre porturile îndepărtate din oceanele Pacific, Atlantic și Indian. Aceste rute pot fi ușor verificate cu ajutorul sforii.

Meridiane și paralele

Mișcarea de rotație a Pămîntului în jurul axei sale ne oferă două puncte naturale — polii — pe care se bazează *rețeaua geografică* — o rețea de linii ce se intersectează, trasată pe glob pentru a putea stabili așezarea elementelor de suprafață. Rețeaua geografică se compune dintr-o serie de linii orientate nord-sud care unesc polii — *meridianele* — și o altă serie de linii est-vest, paralele cu ecuatorul — *paralelele.*

Toate meridianele sînt jumătăți de cercuri mari, ale căror capete coincid cu polii Pămîntului. Deși este adevărat că două meridiane opuse alcătuiesc un cerc mare complet, nu trebuie să uităm că meridianul este doar o jumătate de cerc mare și cuprinde un arc de 180°. Iată alte cîteva caracteristici ale meridianelor:

1. Toate meridianele sînt dispuse pe direcția nord-sud.
2. Meridianele sînt cel mai mult spațiate la ecuator și converg către aceleași puncte la poli.
3. Pe glob putem trasa un număr infinit de meridiane. Astfel, există cîte un meridian pentru orice punct de pe glob. Totuși, pentru reprezentarea lor pe hărți și globuri, meridianele se aleg la distanțe convenabile între ele.

Paralelele sînt cercuri mici complete, produse de planuri care străbat Pămîntul paralel cu planul ecuatorului. Ele au următoarele caracteristici:

1. Paralelele sînt totdeauna paralele între ele.
2. Paralelele sînt totdeauna dispuse pe direcția est-vest.
3. Paralelele intersectează meridianele în unghiuri drepte. Acest fapt este valabil pentru orice punct de pe glob cu excepția polilor, în ciuda curburii pronunțate a paralelelor lîngă poli.
4. Toate paralelele, cu excepția ecuatorului, sînt cercuri mici; ecuatorul este un cerc mare complet.
5. Pe glob putem trasa un număr infinit de paralele. Ca atare, fiecare punct de pe glob, cu excepția polilor, se află pe o paralelă.

Longitudinea

Pentru a determina așezarea unui punct pe suprafața Pămîntului folosim un sistem în care se măsoară lungimi de arc pe meridiane și paralele (fig. 1.11). Dacă luăm ecuatorul ca linie de plecare vom măsura arcele spre nord sau spre sud pînă la punctele ce ne interesează. Dacă luăm un meridian anumit, ***meridianul zero***, ca linie de referință, măsurăm arcele spre est sau spre vest pînă la punctele dorite.

Longitudinea unui loc poate fi definită ca arcul de paralelă dintre locul respectiv și meridianul zero, măsurat în grade (fig. 1.11). Drept meridian zero se ia în mod aproape universal meridianul care trece prin Observatorul Regal de la Greenwich, lîngă Londra, în Marea Britanie, și care este adesea numit ***meridianul Greenwich.*** Acest meridian are valoarea de 0° longitudine. Longitudinea oricărui punct de pe glob se măsoară spre est sau spre vest, pornind de la acest meridian, pe direcția arcului celui mai scurt. Longitudinea poate deci varia de la 0° la 180° spre est sau spre vest. De regulă ea se exprimă în modul următor: long. 77°03′41″ V și se citește „longitudine 77 grade, 3 minute și 41 secunde spre vest de Greenwich".

Cunoscînd numai longitudinea unui punct nu putem stabili cu precizie așezarea lui pe glob, deoarece aceeași măsură de arc se referă la un întreg meridian. Din acest motiv putem defini meridianul ca linia ce unește toate punctele avînd aceeași longitudine. Această definiție ne explică de ce se folosește curent expresia „meridian de longitudine". O oarecare confuzie ar putea rezulta din formularea că longitudinea se măsoară de-a lungul unei paralele de latitudine, dar lucrurile se lămuresc dacă ne dăm seama că, pentru a măsura arcul dintre un punct și meridianul prim, este necesar să urmăm una dintre paralele spre est sau spre vest (fig. 1.11).

Lungimea reală a unui grad de longitudine depinde de locul unde se face măsurătoarea. La ecuator ea poate fi calculată împărțind circumferința Pămîntului la 360°:

$$\frac{40\ 075\ \text{km}}{360°} = 111\ \text{km (aproximativ)}$$

Este bine să reținem că lungimea unui grad de longitudine la ecuator este de 111 km, deoarece în multe cazuri stabilirea distanțelor și a scării pe hărți se face trans-

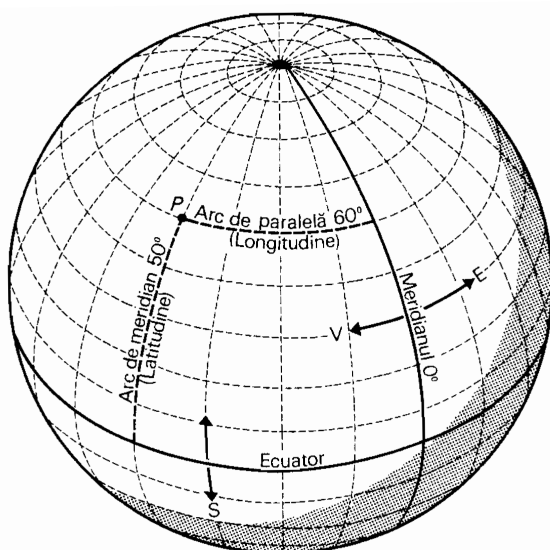


Fig. 1.11 Punctul *P* are latitudinea 50°N și longitudinea 60°V.

formînd gradele de longitudine în valori de lungime. Iată alte două echivalențe valabile la ecuator:
1′ de longitudine =1,85 km (1,15 mile terestre sau 1 milă marină, aproximativ).
1″ de longitudine = 0,03 km (0,019 mile terestre sau 100 ft. aprox.)
Din cauza convergenței rapide a meridianelor spre nord sau spre sud vom avea grijă să nu folosim aceste echivalențe decît în apropierea ecuatorului. Este bine să reținem, de asemenea, că lungimea unui grad de longitudine scade la aproximativ o jumătate din valoarea de mai sus pe paralela de 60°, adică la 55,5 km.

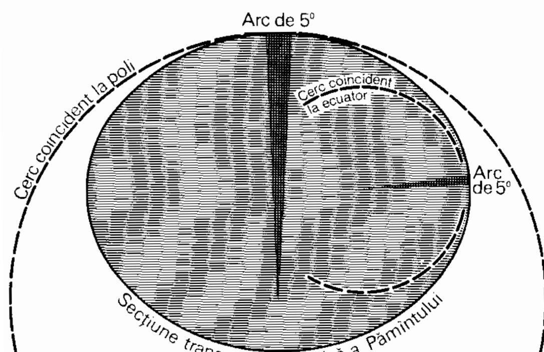


Fig. 1.12 Deoarece Pămîntul este eliptic în secțiune transversală, lungimea unui grad de latitudine este puțin mai mare la poli decît la ecuator.

Latitudinea

Latitudinea unui loc poate fi definită ca arcul de meridian dintre locul respectiv și ecuator, măsurat în grade (fig. 1.11). Latitudinea poate deci varia între 0° la ecuator și 90° la Polul Nord sau la Polul Sud. Latitudinea unui loc se exprimă astfel: lat. 34°10′31″ N și se citește „latitudinea nordică 34 grade, 10 minute și 31 secunde". Cunoscînd atît latitudinea cît și longitudinea unui punct, îi putem stabili precis așezarea în raport cu rețeaua geografică.

Pentru necesități practice considerăm că Pămîntul este sferic și că paralelele sînt spațiate la distanțe egale de unități de arc, de exemplu din 10 în 10 grade. Lungimea unui grad de latitudine la ecuator este aproape egală cu cea a unui grad de longitudine (puțin peste 111 km).

Pentru a ne exprima foarte precis, ținînd seama de turtirea Pămîntului, vom recunoaște că lungimea unui grad de latitudine variază ușor de la ecuator spre poli. Calculată pe baza elipsoidului Clarke din 1866, lungimea unui grad de latitudine la ecuator este de 110,569 km; la poli ea este de 111,700 km, deci cu 1,1 km mai mare. Un grad la poli este cu 1% mai lung decît la ecuator. Această diferență nu este deloc neînsemnată și trebuie să o luăm în considerare atunci cînd construim hărți la scară mare.

Explicația acestei variații în lungime a unui grad de latitudine se poate obține dintr-o diagramă care arată cum se calculează aceste grade (fig. 1.12). Datorită turtirii Pămîntului, curbura suprafeței terestre este mai puțin pronunțată la poli decît la ecuator. Cu alte cuvinte, așa cum se vede din figura 1.12, cercul care coincide cu această curbură va fi mai mic la ecuator decît la poli. Un grad măsurat pe cercul mai mare va cuprinde o lungime de arc mai mare decît un grad măsurat pe cercul mai mic. Ca atare, lungimea unui grad de latitudine va atinge valoarea maximă lîngă poli și valoarea minimă lîngă ecuator. Pentru a obține valorile corecte la diferite latitudini este necesar să consultăm tabele speciale. Tabelul 1.3 indică lungimea gradelor de latitudine și longitudine pentru diverse latitudini.

Mila terestră și mila marină

Navigația maritimă și aeriană folosește mila marină ca unitate de lungime sau distanță. Meteorologia atmosferei superioare a

TABELUL 1.3*

Latitudine (grade)	LUNGIMEA UNUI GRAD DE LATITUDINE (mile)	(km)	LUNGIMEA UNUI GRAD DE LONGITUDINE (mile)	(km)
0	68,704	110,569	69,172	111,322
5	68,710	110,578	68,911	110,902
10	68,725	110,603	68,129	109,643
15	68,751	110,644	66,830	107,553
20	68,786	110,701	65,026	104,650
25	68,829	110,770	62,729	100,953
30	68,879	110,850	59,956	96,490
35	68,935	110,941	56,725	91,290
40	68,993	111,034	53,063	85,397
45	69,054	111,132	48,995	78,850
50	69,115	111,230	44,552	71,700
55	69,175	111,327	39,766	63,997
60	69,230	111,415	34,674	55,803
65	69,281	111,497	29,315	47,178
70	69,324	111,567	23,729	38,188
75	69,360	111,625	17,960	28,904
80	69,386	111,666	12,051	19,394
85	69,402	111,692	6,049	9,735
90	69,407	111,700	0,000	0,000

* Bazat pe elipsoidul Clarke din 1866; extras din *U. S. Geological Survey Bulletin* 650, « Geographic Tables and Formulas», de S.S. Gannett, 1916.

adoptat de asemenea ca unitate de viteză a vîntului *nodul* marinăresc, care este viteza de o milă marină pe oră. Este deci util ca geograful să cunoască mila marină.

La 1 iulie 1954 Ministerul Apărării al S.U.A. a adoptat *mila marină internațională*, definită ca echivalent exact al unei lungimi de 1 852 metri internaționali, sau 6076,103333 ft (cifra 3 se repetă la infinit). Împărțind acest număr de picioare cu 5280, numărul picioarelor dintr-o milă terestră, obținem echivalentul: 1 milă marină internațională = 1,150777 mile terestre. Pentru calcule curente deci valoarea de 1,15 mile terestre (1,85 km) pentru mila marină este pe deplin satisfăcătoare.

În ce punct de pe Pămînt este mila marină internațională egală cu lungimea unui minut de arc al elipsoidului terestru? Putem stabili aceasta înmulțind 1,150777 cu 60, și obținînd 69,04663 mile terestre pentru un grad de arc. Apoi, consultînd tabelul 1.3, observăm că această valoare este foarte apropiată de lungimea unui grad de latitudine la 45° (69,054 mile conform elipsoidului de referință Clarke). Dacă adunăm toate valorile din coloana a doua a tabelului, vom obține o valoare medie de 69,055. Ajungem astfel la concluzia că mila marină internațională este foarte apropiată de lungimea medie a unui minut de latitudine, fiind a 1/5400-a parte din lungimea unui meridian între ecuator și pol.

Elipsoizi tereștri

Elaborarea hărților suprafeței terestre necesită o trasare precisă a unei rețele de meridiane și paralele, care să formeze cadrul pentru transpunerea detaliilor din teren. Lungimile exacte ale gradelor de latitudine și longitudine pot fi determinate numai după ce s-au stabilit dimensiunile elipsoidului terestru. Din păcate nu se folosește un sistem unic de dimensiuni pentru întregul glob pămîntesc. Pînă acum s-au utilizat curent cinci sisteme de dimensiuni ale elipsoidului: 1, *Elipsoidul internațional*, ale cărui valori au fost calculate de J. F. Hayford de la Serviciul de ridicări de coastă și geodezice al S.U.A., în 1909 și au fost adoptate de Uniunea geodezică și geofizică internațională în 1924; 2, *Elipsoidul Clarke din 1866*, calculat de A. R. Clarke, șeful Serviciului topografic britanic; 3, *Elipsoidul Clarke din 1880*, recalculat de generalul

Clark; 4, *Elipsoidul Bessel*, calculat în 1841 de astronomul prusac cu același nume; 5, *Elipsoidul Everest* din 1830.

Pentru obținerea unui sistem unificat de cartografiere militară internațională lumea a fost împărțită în regiuni, atribuite fiecăruia din acești cinci elipsoizi. Astfel hărțile militare ale Americii de Nord se bazează pe elipsoidul Clarke din 1866; cele ale Europei pe elipsoidul internațional; cele ale Africii Centrale pe elipsoidul Clarke din 1880; cele ale Indiei pe elipsoidul Everest etc. Motivul pentru care aceste regiuni au fost atribuite unor anumiți elipsoizi este faptul că timp de multe decenii ridicările topografice și cartările de precizie s-au efectuat pe baza unor elipsoizi de referință aleși de guvernele respective. Pentru a putea utiliza materialul cartografic existent este practic să acceptăm elipsoizii pentru regiunile în care cartarea este completă și să stabilim limite pentru întinderea acestor regiuni, astfel încît să acoperim întregul glob.

Tabelul 1.4 dă o serie de dimensiuni pentru compararea celor cinci elipsoizi. Unitatea de lungime folosită în acest tabel este *metrul internațional*, echivalent cu 1,093611 iarzi americani. *Semiaxa mare* a elipsoidului, indicată prin litera *a*, este raza cercului ecuatorial (fig. 1.13). *Semiaxa mică*, indicată prin litera *b*, este exact 1/2 din lungimea axei polare.

Turtirea la poli, indicată prin litera *t*, este definită ca

$$t = \frac{a - b}{a}$$

Tabelul cuprinde și *elipsoidul astrogeodezic* din 1960, ale cărui dimensiuni au fost calculate pe baza datelor obținute cu ajutorul sateliților artificiali și al altor date geodezice.

Cifrele din tabelul 1.4 pot părea inutil de complicate unui nespecialist, care nu înțelege însemnătatea unor asemenea diferențe minore între dimensiunile elipsoidului terestru. Aceste date ne arată totuși gradul de precizie necesar în geodezie și în multe alte aplicații științifice. Cei șase elipsoizi diferă cu pînă la 1 100 m pe semiaxa mare și cu cca 850 m pe semiaxa mică.

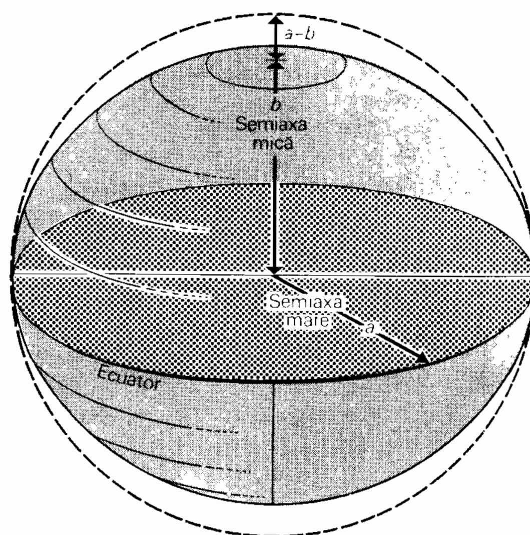


Fig. 1.13 Valorile din tabelul 1.4 reprezintă dimensiunile semiaxei mari și semiaxei mici ale elipsoidului (după *Department of the Army*, TM 5-241)

TABELUL 1.4*

Elipsoidul	Semiaxa mare (*a*)	Semiaxa mică (*b*)	Turtirea (*t*)	Fracția aproximativă
Astrogeodezic (Fischer 1960)	6 378 160	6 356 778	0,003 352	1/298
Internațional (Hayford 1909)	6 378 388	6 356 912	0,003 367	1/297
Clarke 1866	6 378 206	6 356 584	0,003 390	1/295
Clarke 1880	6 378 301	6 356 584	0,003 408	1/293
Bessel 1841	6 377 397	6 356 079	0,003 343	1/299
Everest 1830	6 377 276	6 356 075	0,003 324	1/301

* Date după *Department of the Army; Air Force* TM 5-241, TO 16-1-233

Capitolul 2
Proiecții cartografice

O PROIECȚIE CARTOGRAFICĂ ESTE un sistem ordonat de paralele și meridiane folosit ca bază pentru trasarea unei hărți pe o suprafață plană. Problema fundamentală este de a transpune rețeaua geografică din forma ei reală sferică pe o suprafață plană, în așa fel încît suprafața terestră sau o anumită porțiune a ei să fie prezentată în modul cel mai avantajos pentru scopul urmărit.

O modalitate de evitare a problemei proiecției cartografice ar fi să folosim exclusiv globul. Din nefericire globul prezintă anumite dezavantaje. Mai întîi nu putem vedea, la un moment dat, decît o singură parte a globului. Apoi, globul este la o scară prea mică pentru a răspunde unor necesități. Globurile cu diametrul variind de la cîțiva centimetri la cîteva zeci de centimetri nu pot indica decît cele mai elementare trăsături geografice. Puținele globuri mari existente, cu diametrul de cîteva picioare, pot indica un număr apreciabil de detalii, dar ele subliniază în schimb o a treia lipsă a globurilor: faptul că nu sînt portabile. Hărțile plane, tipărite pe hîrtie, pot fi împăturite strîns și, eventual, purtate în buzunar, în timp ce chiar și cel mai mic glob este un obiect delicat și greu de transportat. Facilitatea tipăririi este un mare avantaj al hărților față de globuri. Realizarea unui glob de calitate necesită nu numai tipărirea unei hărți ci și ajustarea ei și lipirea ei corectă pe o carcasă sferică.

Problema proiecțiilor cartografice trebuie deci tratată cu seriozitate, în încercarea de a afla ce tipuri de rețele de paralele și meridiane sînt cele mai adecvate pentru reprezentarea diverselor porțiuni ale suprafeței terestre. Este util să subliniem totuși că nici o proiecție cartografică nu va înlocui pe deplin globul în ceea ce privește indicarea relațiilor generale și că este recomandabil să folosim globul împreună cu hărțile plane.

Suprafețe geometrice desfășurabile

Anumite suprafețe geometrice se numesc *desfășurabile*, deoarece dacă le secționăm după anumite linii, ele pot fi derulate, formînd o suprafață plană. *Conul* și *cilindrul* sînt două forme de acest fel (fig. 2.1). Dacă Pămîntul ar fi conic sau cilindric, problema proiecțiilor cartografice ar fi fost rezolvată definitiv prin utilizarea suprafeței desfășurate. Nu s-ar produce deformări ale acestei suprafețe, deși este adevărat că ea ar fi secționată după anumite linii. Pămîntul aparține unui grup de forme geometrice

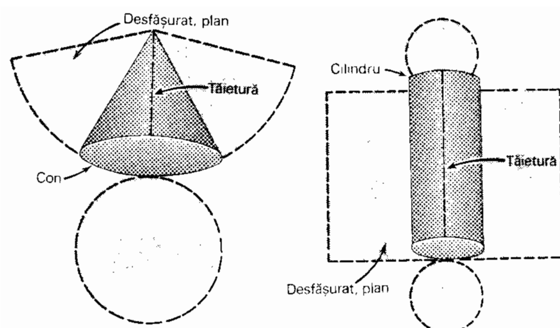


Fig. 2.1 Conul și cilindrul sînt corpuri geometrice desfășurabile.

denumite *nedesfășurabile*, care, oricum ar fi secționate, nu pot fi derulate în suprafețe plane. Pe suprafața unui corp desfășurabil putem trage linii drepte într-o direcție sau în mai multe direcții, dar aceasta nu se poate realiza pe o formă nedesfășurabilă, de exemplu pe o suprafață sferică. Pentru a face ca porțiunile unei suprafețe sferice să ia o formă plană este necesar ca ele să fie întinse — în unele puncte mai mult decît în altele. Este deci imposibil să obținem o proiecție cartografică perfectă.

Cînd construim o hartă a unei porțiuni foarte mici din suprafața terestră — de exemplu o arie de cîțiva kilometri pătrați — problema proiecției cartografice poate fi ignorată. Dacă meridianele și paralelele sînt trasate sub forma unor drepte ce se intersectează sub unghiuri de 90° și sînt corect distanțate, eroarea reală este probabil așa de mică încît nu depășește grosimea liniilor trasate și nu necesită corecție. Pe măsură însă ce mărimea suprafeței cartate crește, problema ia proporții, iar dacă încercăm să reprezentăm întregul glob vom întîlni dificultăți foarte mari. Numai printr-un compromis oarecare putem reduce la un grad acceptabil deformările survenite în unele porțiuni importante ale suprafeței terestre. Nu trebuie să uităm că ochiul omului nu poate vedea întreaga suprafață a globului dintr-o dată și că zona marginală apare pronunțat îngustată. Ca atare, proiecțiile cartografice sporesc apreciabil capacitatea noastră de a percepe suprafața Pămîntului.

Deși, din motive de simplificare, prezentul capitol se ocupă de proiecțiile unui glob sferic pe o hartă plană, este util să subliniem că în elaborarea precisă a unei proiecții cartografice forma geometrică efectiv folosită este elipsoidul terestru. Dar, întrucît turtirea Pămîntului nu este mare, putem considera, în cadrul unui studiu elementar și descriptiv al proiecțiilor cartografice, că Pămîntul este sferic.

Scara hărții

Globurile și hărțile reprezintă trăsăturile Pămîntului la dimensiuni mult mai mici decît cele reale. În principiu, globurile sînt destinate a fi modele perfecte ale Pămîntului, deosebindu-se de acesta numai ca mărime, nu și ca formă. *Scara* unui glob este deci raportul dintre mărimea globului și mărimea Pămîntului; această mărime este exprimată în unități de lungime sau distanță (dar nu de suprafață sau volum). Să luăm de pildă un glob cu diametrul de 10 inci. El reprezintă Pămîntul, al cărui diametru este de circa 8 000 de mile. Scara globului este deci raportul dintre 10 inci și 8 000 mile. Simplificînd acest raport cu 10, obținem scara de un *inci la 800 mile*; această relație este valabilă pentru distanța dintre oricare pereche de puncte de pe glob (în unități metrice, scara acestui glob va fi raportul de 25 cm la 12 900 km, adică *1 centimetru va reprezenta 516 kilometri)*.

Este mai convenabil să exprimăm scara printr-o fracție ordinară, numită *scară fracționară* sau *fracție reprezentativă*, care se poate obține prin reducerea distanțelor de pe hartă și de pe glob la aceeași unitate de măsură:

$$\frac{1 \text{ in pe glob}}{800 \text{ mile pe Pămînt}} = \frac{1 \text{ in}}{800 \times 63\,360 \text{ in (per milă)}} = \frac{1 \text{ in}}{50\,688\,000 \text{ in}} = \frac{1}{50\,688\,000}$$

Pentru conveniență putem reda această fracție sub forma: 1 : 50 688 000. Avantajul prezentat de fracția reprezentativă rezidă în faptul că ea nu este legată de nici un fel de unități de măsură, cum ar fi piciorul, mila, metrul sau kilometrul. Cunoscînd cifrele arabe, orice persoană poate înțelege această fracție, indiferent de naționalitate, limbă sau unități de măsură folosite în țara respectivă.

Globul este un *model la scară reală* al Pămîntului, în sensul că fracția reprezentativă este valabilă pentru orice distanță de pe glob, indiferent de latitudine, de longi-

tudine, sau de direcția liniei pe care se ia această distanță. Cu alte cuvinte, scara este constantă pe întregul glob. Totuși, proiecțiile cartografice nu se pot bucura de această proprietate a globului, oricît de ingenios ar fi concepute. Turtind suprafața curbă a sferei pentru a o transpune în plan, toate proiecțiile cartografice deformează suprafața terestră în mod neuniform, astfel încît scara fracționară se schimbă pentru diferite puncte. Deci nu putem afirma că o anumită hartă a lumii „este la scara de 1 : 50 000 000", căci o asemenea afirmație ar fi inexactă pentru orice tip de proiecție. Este foarte posibil, totuși, ca scara fracționară a unei hărți plane, să rămînă reală, sau constantă, pe anumite direcții. De exemplu, un tip de proiecție menține scara constantă de-a lungul tuturor paralelelor, dar nu și de-a lungul meridianelor. Această situație este ilustrată în figura 2.2,*B* care reprezintă o porțiune din rețeaua proiecției policonice arătată în figura 2.16. Un alt tip de proiecție menține scara constantă de-a lungul tuturor meridianelor, dar nu și de-a lungul paralelelor (vezi fig. 2.2,*C*, care este o porțiune din varianta polară a proiecției azimutale echidistante arătată în fig. 2.12). Alte proiecții au o scară variabilă atît de-a lungul meridianelor cît și paralelelor, așa cum se arată în figura 2.2,*D*, care este o parte a proiecției ortodromice din figura 2.11.

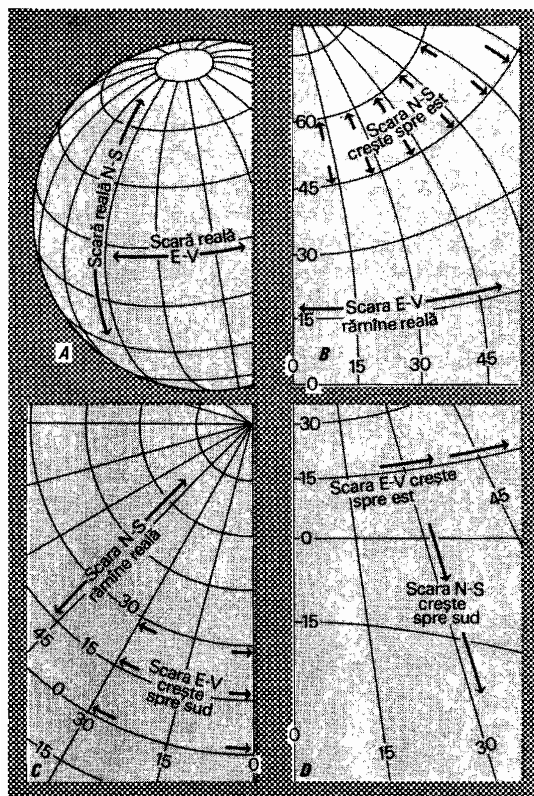


Fig. 2.2 Deși scara este valabilă în toate direcțiile pe glob — (*A*) modificări de scară apar în orice proiecție cartografică; (*B*) scara este valabilă de-a lungul tuturor paralelelor, dar nu și de-a lungul tuturor meridianelor; (*C*) scara este valabilă de-a lungul tuturor meridianelor, dar nu și de-a lungul tuturor paralelelor; (*D*) scara se modifică atît de-a lungul paralelelor cît și de-a lungul meridianelor.

Păstrarea ariilor în proiecțiile cartografice

Deoarece globul este un model la scară reală al Pămîntului, ariile de pe suprafața terestră sînt redate la scară relativ exactă în toate punctele de pe suprafața lui. Scara distanțelor este constantă în toate direcțiile. Dacă luăm un inel de sîrmă, să zicem de un inci în diametru, și îl așezăm în orice loc de pe suprafața unui glob cu diametrul de 10 inci, aria cuprinsă va reprezenta o arie echivalentă din suprafața terestră. Procedînd în mod similar nu vom cuprinde însă arii constante în toate zonele majorității proiecțiilor cartografice, ci numai pe acelea care au proprietatea specifică de a fi proiecții echivalente.

Se naște aici o întrebare interesantă. Dacă, așa cum s-a afirmat mai sus, nici o proiecție nu poate menține neschimbată scara distanțelor în toate direcțiile pe proiecția respectivă, cum pot cercurile de diametru egal, așezate pe hartă, să cuprindă porțiuni egale de suprafață terestră? Răspunsul este sugerat în figura 2.3. Pătratul, cu latura de o milă, cuprinde o milă pătrată între două meridiane și două paralele. Pătratul poate

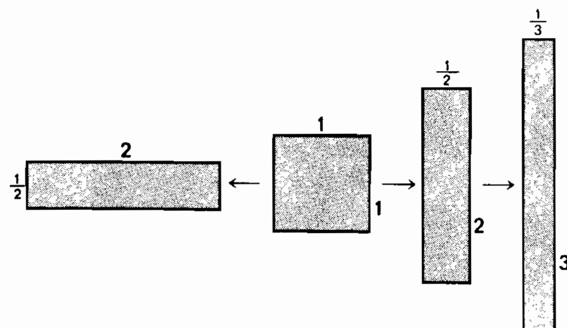


Fig. 2.3 Ariile se pot păstra chiar dacă scara și forma se schimbă radical.

fi deformat în dreptunghiuri de formă diferită, dar dacă dimensiunile se schimbă în proporţie inversă, fiecare din aceste dreptunghiuri va continua să cuprindă o milă pătrată. Scara a fost deci schimbată pe o direcţie, pentru a compensa modificarea survenită pe altă direcţie, astfel încît să se păstreze arii egale pe hartă între părţile corespunzătoare ale meridianelor şi paralelelor ce se intersectează. Ca atare, orice pătrat sau cerc plasat pe suprafaţa hărţii va cuprinde o porţiune de hartă ce reprezintă o arie constantă din suprafaţa terestră. Proiecţiile arătate în figurile 2.21, 2.22, 2.24 şi 2.25 au calitatea echivalenţei ariei, dar este de asemenea vădit că reţelele respective includ deformări, în special la marginile hărţii.

Păstrarea formelor în proiecţiile cartografice

O proiecţie cartografică este numită *conformă* sau *ortomorfă*, atunci cînd orice porţiune mică a suprafeţei terestre are aceeaşi formă pe hartă ca şi pe un glob. Astfel, o hartă conformă păstrează cu fidelitate aspectul insulelor sau ţărilor mici. Una din caracteristicile proiecţiilor conforme este aceea că paralelele şi meridianele se intersectează în unghiuri drepte în toate punctele hărţii, la fel ca şi pe glob. Totuşi, nu orice proiecţie ale cărei paralele şi meridiane se intersectează în unghiuri drepte poate fi denumită conformă.

Proiecţiile arătate în figurile 2.10, 2.17 şi 2.19 sînt reţele conforme adevărate. Priviţi intersecţiile paralelelor cu meridianele: ele sînt în unghi drept, în toate cazurile. Dar acelaşi lucru se poate spune şi despre proiecţiile din figurile 2.14 şi 2.15, care nu sînt conforme.

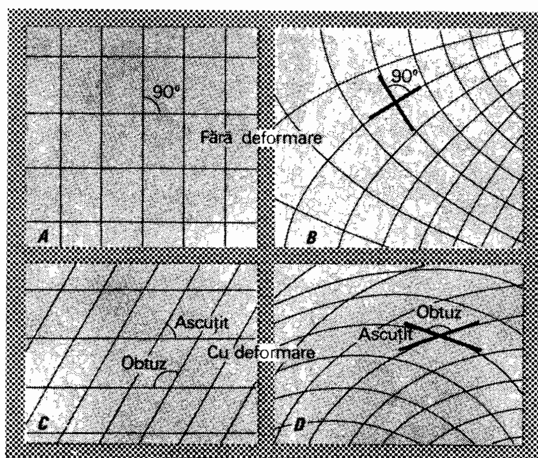


Fig. 2.4 Contorsionarea ariilor este un defect al multor proiecţii. *A,B* **— fără contorsiuni (deformări);** *C,D* **— cu contorsiuni .**

Un alt mod de a spune că paralelele şi meridianele se intersectează în unghiuri drepte este acela că nu se produce vreo *contorsiune* a ariilor. Figura 2.4 ilustrează sensul termenului *contorsiune*. În proiecţiile cu paralele şi meridiane drepte contorsiunea dă paralelograme cu unghiuri ascuţite şi obtuze. În proiecţiile cu meridiane şi paralele curbe se duc linii drepte tangente la aceste curbe în punctul de intersecţie. Dacă aceste tangente se intersectează în unghiuri drepte, proiecţia nu este deformată; dacă însă tangentele formează unghiuri obtuze şi ascuţite, aceasta denotă existenţa deformării. Hărţile conforme nu sînt deformate, dar nu orice hartă nedeformată este conformă. În plus, harta conformă nu are proprietatea echivalenţei, astfel încît unele arii sînt mult mărite în detrimentul altora. În linii generale, ariile situate la marginea unei hărţi conforme au o scară mult mai mare decît cele centrale.

În proiecţiile conforme, principiul de construcţie nu permite cuprinderea întregului glob într-o singură poziţie a proiecţiei. Pentru a realiza acoperirea globului în întregime dimensiunile hărţii ar trebui să se apropie de infinit.

Alegerea unei proiecţii conforme sau a uneia echivalente depinde de cele expuse mai jos. Dacă vrem să arătăm răspîndirea geografică a unui fenomen (de exemplu a culturilor cerealiere sau a terenurilor împădurite) vom folosi o proiecţie echivalentă. Pentru scopuri mai generale este preferabil tipul conform, care păstrează în mare măsură asemănarea trăsăturilor fizice cu forma lor reală de pe glob. Numeroase proiecţii cartografice nu sînt în mod absolut de nici unul din aceste tipuri, ci reprezintă un compromis între ele. Acest compromis este util pentru obţinerea unei hărţi cu o întrebuinţare mai largă sau pentru că proiecţia are vreo altă proprietate specifică care o face indispensabilă pentru anumite scopuri.

Clasificarea proiecţiilor cartografice

Proiecţiile cartografice pot fi clasificate în următoarele grupuri: azimutale (zenitale), conice, cilindrice, individuale sau tipuri unice.

Proiecțiile azimutale sau zenitale includ toate tipurile centrate în jurul unui punct și avînd o simetrie radială. Unele proiecții azimutale (zenitale) pot fi demonstrate în laborator prin următoarea metodă (vezi fig. 2.5). În acest scop se folosește o copie de sîrmă a Pămîntului, pe care sîrmele reprezintă paralelele și meridianele. Așezăm în centrul globului de sîrmă (sau într-o serie de alte poziții) o sursă punctiformă, de lumină, de pildă un bec sau o lampă cu arc. Într-o cameră întunecoasă umbra globului de sîrmă va fi proiectată pe un ecran, pe perete sau pe tavan. Această umbră este o proiecție geometrică reală. Toate proiecțiile realizate cu acest dispozitiv sînt de tip azimutal și se caracterizează prin următoarele proprietăți (fig. 2.6):

1. O linie trasată din punctul central al hărții spre orice alt punct indică direcția reală a unui cerc mare între punctul central și un punct exterior. Această direcție („azimut") poate fi măsurată în raport cu meridianul central al proiecției. De-a lungul rutei este necesară corectarea continuă în raport cu nordul geografic, afară de cazurile cînd ruta coincide cu un meridian sau cu ecuatorul.

2. Dacă proiectăm un glob complet sau o emisferă, harta va avea un contur circular. Întrucît orice hartă poate fi ajustată la un contur circular, această trăsătură nu constituie un criteriu pentru tipul azimutal.

3. Harta are un punct central în jurul căruia se grupează toate proprietățile ei. Toate modificările scării și toate deformările se produc uniform (concentric) de la acest centru spre exterior.

4. Toate punctele echidistante față de centru se află pe un cerc denumit *cerc de orizont* sau *orizontal*. Cînd întregul glob este proiectat pe o hartă zenitală, limita circulară a hărții reprezintă punctul opus al globului sau *antipodul*. Atunci cînd se proiectează o emisferă, limita hărții reprezintă un cerc mare echidistant în toate punctele față de punctul pe care se centrează proiecția.

5. Toate cercurile mari care trec prin punctul central al proiecției apar pe hartă sub forma unor linii drepte. În mod similar, toate dreptele trasate prin punctul central al hărții sînt cercuri mari.

Proiecțiile azimutale (zenitale) se prezintă în trei poziții sau orientări: *polară*, *ecuatorială*, *oblică* sau *înclinată* (vezi fig. 2.9—2.13). În poziția polară centrul proiecției coincide

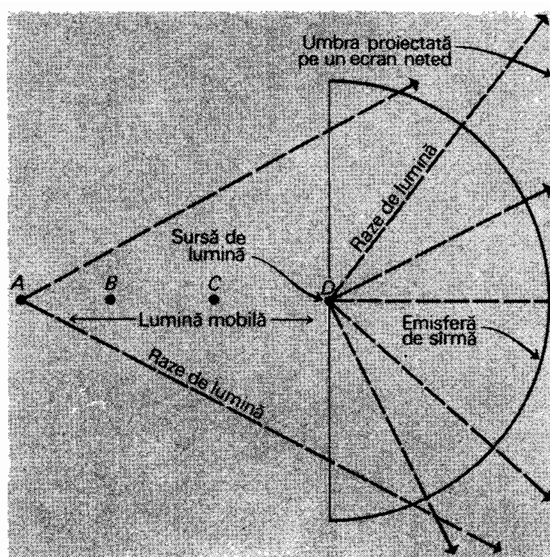


Fig. 2.5 Unele proiecții zenitale pot fi obținute folosindu-se o sursă de lumină, o emisferă de sîrmă și un ecran.

cu Polul Nord sau cu Polul Sud; în poziția ecuatorială centrul se află undeva pe ecuator; în poziția oblică, centrul poate fi în orice punct situat între ecuator și poli. Deși tipurile ecuatorial și oblic nu par a fi simetrice radial, ele posedă totuși, ca și tipul polar, cele cinci caracteristici descrise mai sus.

Grupul de proiecții conice se bazează pe principiul transferării rețelei geografice de

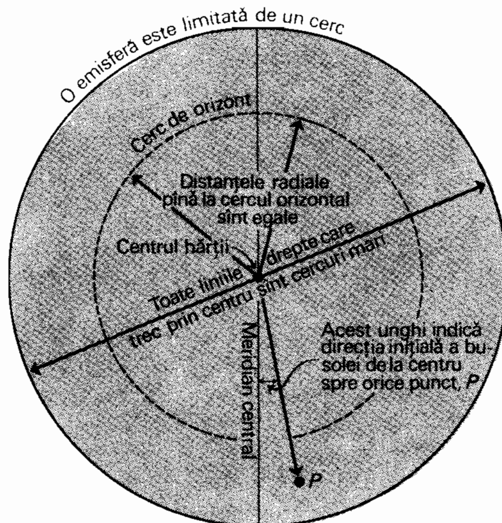


Fig. 2.6 Proiecțiile azimutale (zenitale) au anumite proprietăți care se mențin indiferent de punctul în care se centrează harta pe glob.

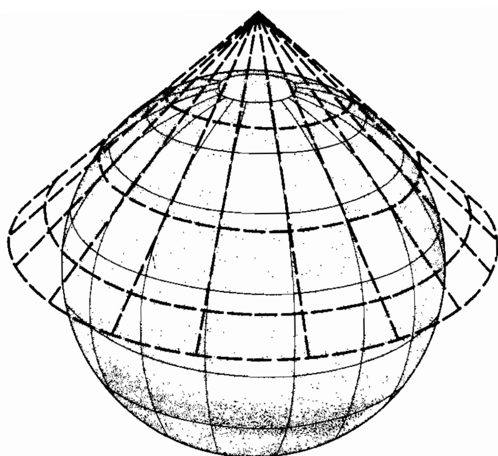


Fig. 2.7 Proiecțiile conice folosesc principiul conului așezat pe o sferă.

pe glob pe un con, după care conul este desfășurat într-o hartă plană. Și acest principiu poate fi demonstrat în laborator cu ajutorul globului de sîrmă și al unei surse

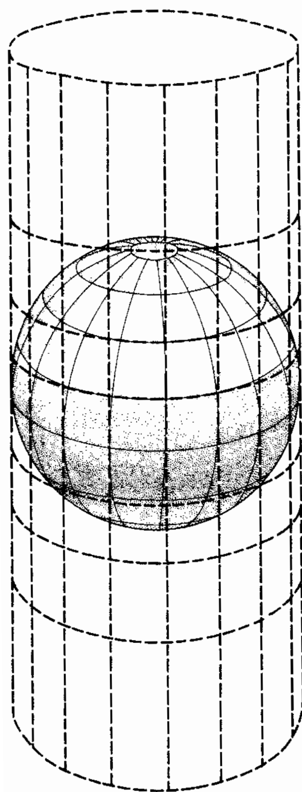


Fig. 2.8 Proiecțiile cilindrice folosesc principiul cilindrului înfășurat în jurul sferei.

luminoase punctiforme (fig. 2.7). În locul unui ecran vertical vom folosi însă un con transparent de hîrtie tare pe care îl vom așeza pe globul de sîrmă în felul în care punem un abajur pe lampă. Umbra sîrmelor proiectată pe conul de hîrtie va da o proiecție conică. Dacă trasăm aceste umbre cu creionul sau cu cerneală și apoi desfășurăm conul, obținem o proiecție conică. Proiecțiile conice simple au următoarele caracteristici (fig. 2.14—2.15): toate meridianele sînt linii drepte care converg spre același punct situat la Polul Nord sau la Polul Sud. Toate paralelele sînt arce de cercuri concentrice al căror centru comun se află la Polul Nord sau la Polul Sud. O proiecție conică completă nu este niciodată un cerc complet, ci numai un sector de cerc. O proiecție conică nu poate reprezenta întregul glob și de regulă nu reprezintă decît emisfera nordică sau emisfera sudică.

Proiecțiile *cilindrice* se bazează pe principiul transferării rețelei geografice pe un cilindru înfășurat în jurul Pămîntului, după care cilindrul este desfășurat, formînd o hartă plană (fig. 2.8). Proiecțiile cilindrice simple sînt ușor de realizat, întrucît ele constau din linii orizontale și verticale ce se intersectează (vezi fig. 2.17). Harta completă are un contur dreptunghiular și poate reprezenta întreaga suprafață a globului. Dacă cilindrul este tangent la ecuator, meridianele sînt linii verticale egal distanțate. Paralelele sînt distanțate în moduri diferite, în funcție de proiecția construită.

Există și alte tipuri de proiecții cartografice, fiecare dintre ele bazat pe un anumit principiu unic.

Cele mai multe dintre tipurile de proiecții ilustrate aici sînt importante sau folositoare, dar, desigur, n-am inclus toate proiecțiile cartografice aflate în uz general. Cele prezentate ilustrează principiile și grupele explicate mai sus.

Proiecțiile azimutale (zenitale)

1. *Proiecția ortografică.* Proiecția *ortografică* folosește un principiu de construcție ilustrat în figura 2.9. Se utilizează raze sau linii paralele pentru a proiecta rețeaua geografică a unei emisfere pe un plan tangent. Această proiecție poate de asemenea rezulta din proiectarea umbrei unui glob de sîrmă emisferic pe un ecran cu ajutorul unor raze de lumină provenind de la o sursă foarte îndepărtată, de exemplu Soarele. În pro-

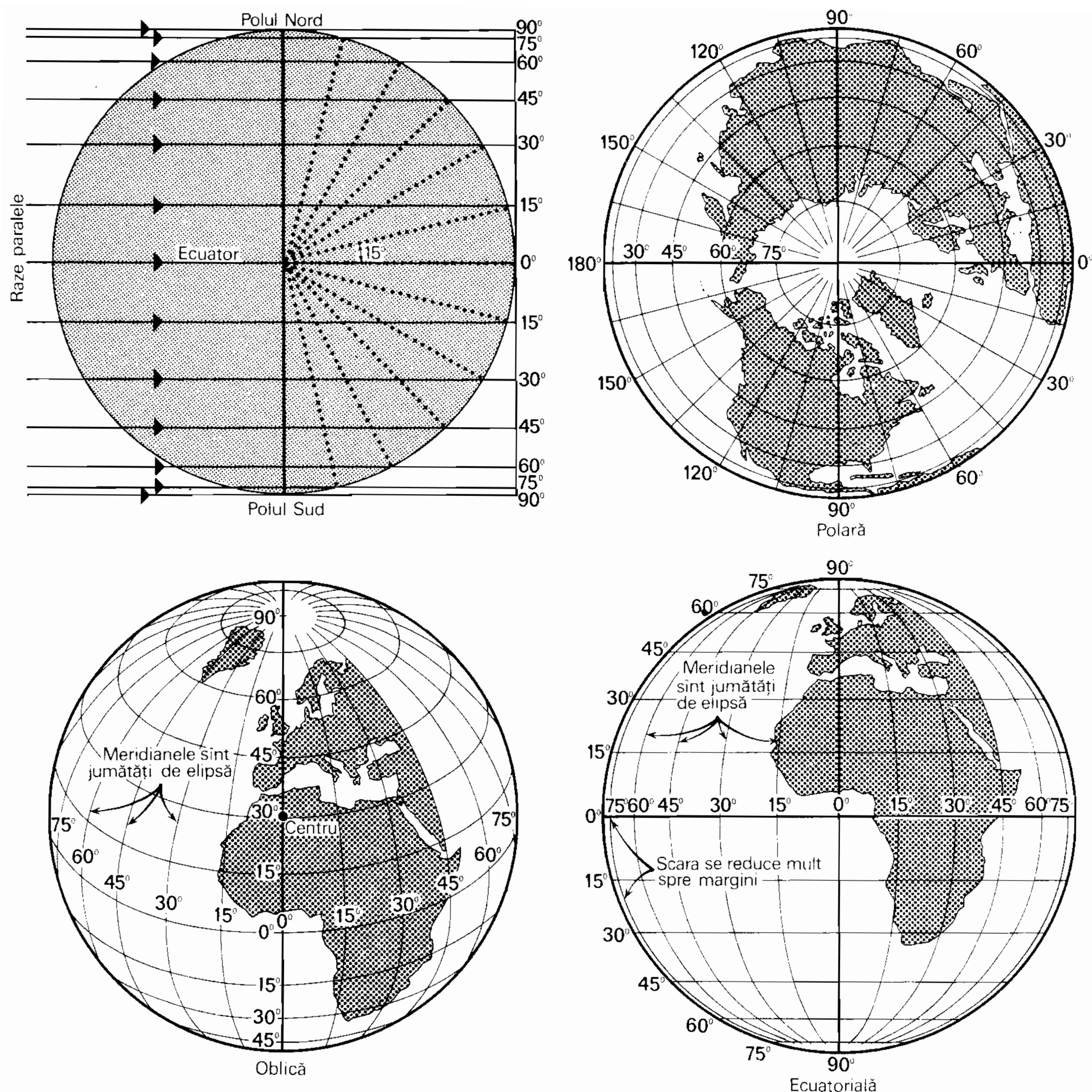


Fig. 2.9 Proiecțiile ortografice dau impresia unui glob privit din diverse puncte exterioare.

iecția polară paralelele se apropie foarte mult între ele lîngă limita hărții, ceea ce deosebește această proiecție de alte proiecții azimutale (zenitale) polare. În proiecția ecuatorială meridianele sînt părți de elipse și se apropie între ele lîngă limita hărții, pe cînd paralelele sînt drepte orizontale, spațiate mai strîns lîngă poli. Nici o altă proiecție azimutală nu are paralele drepte orizontale în poziția ecuatorială. Și în poziția oblică se poate observa apropierea meridianelor și paralelelor lîngă limita hărții.

Cea mai mare porțiune dintr-un glob care poate fi reprezentată într-o proiecție ortografică este o emisferă. Această proiecție nu este conformă, nici echivalentă. Scara este mult mai mare lîngă centru decît lîngă margini. Acest tip de proiecție are o utilizare restrînsă. Ea dă efectul vizual al unui glob în trei dimensiuni și este foarte asemănătoare cu fotografia globului. Din acest motiv se folosește adesea pentru ilustrarea articolelor și cărților cu subiecte politice sau de strategie militară la scara globului.

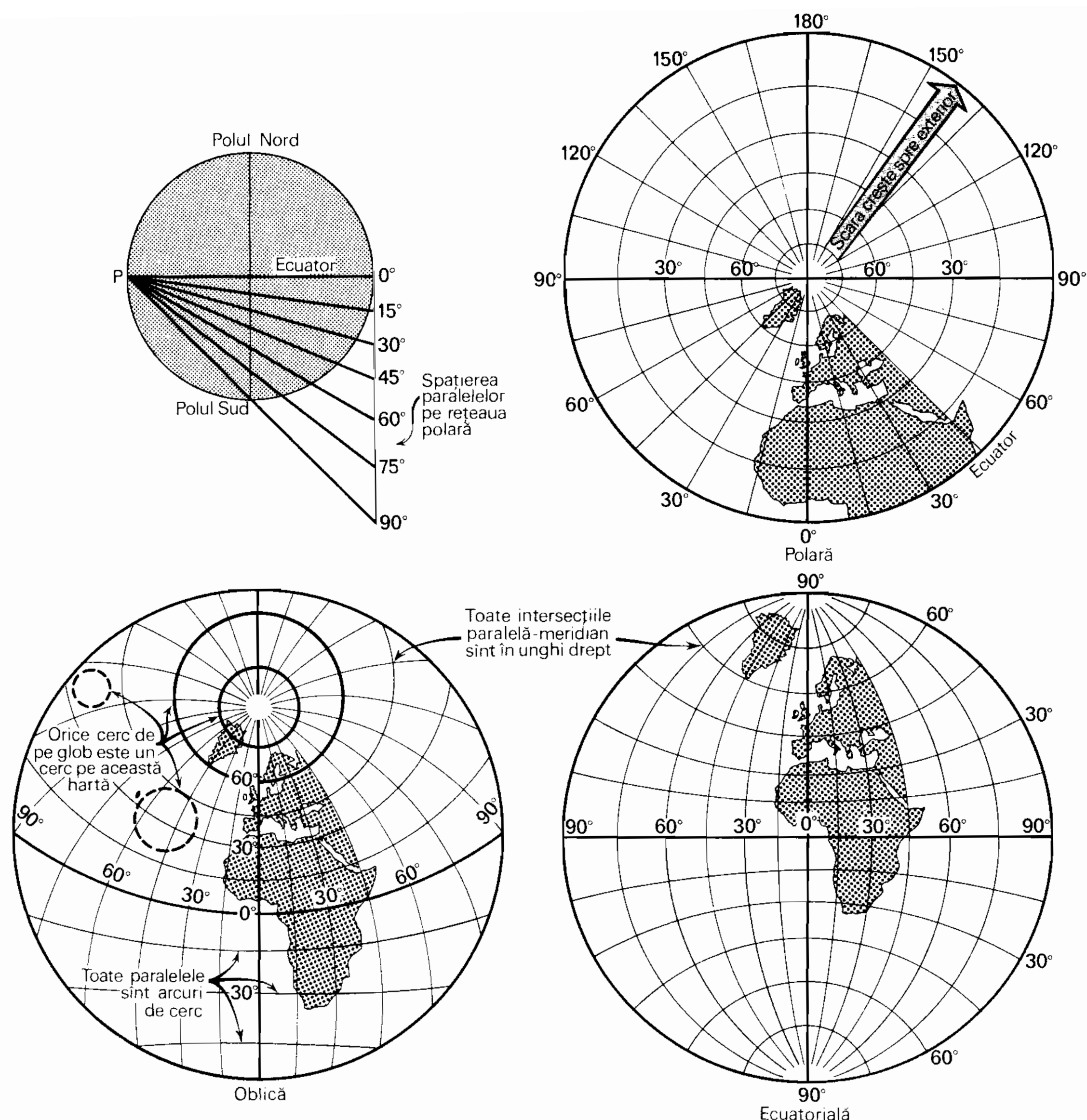


Fig. 2.10 Proiecția stereografică este singura proiecție azimutală conformă.

Această proiecție redă corect relațiile dintre țările sau continentele situate în apropierea punctului central. Pentru a accentua efectul de perspectivă se folosește umbrirea hărții.

2. ***Proiecția stereografică.*** În proiecția *stereografică* punctul din care pornesc liniile sau razele proiectante se află pe glob într-un punct diametral opus punctului în care planul este tangent la glob. Dacă proiecția ortografică dă o hartă avînd același diametru ca și globul folosit, proiecția stereografică dă o hartă mult mai mare decît globul original. În plus, rețeaua stereografică poate include mult mai mult decît o singură emisferă, deși nu poate reprezenta întregul glob (vezi diagrama de construcție din fig. 2.10). Principala trăsătură distinctivă a acestei proiecții este evidentă în toate cele trei poziții: paralelele și meridianele sînt mai apropiate lîngă centrul hărții și se îndepărtează între ele spre limitele hărții. În orice proiecție stereografică paralelele și meridianele sînt fie linii drepte fie arce de cerc. Nu există alte feluri de linii curbe pe o asemenea

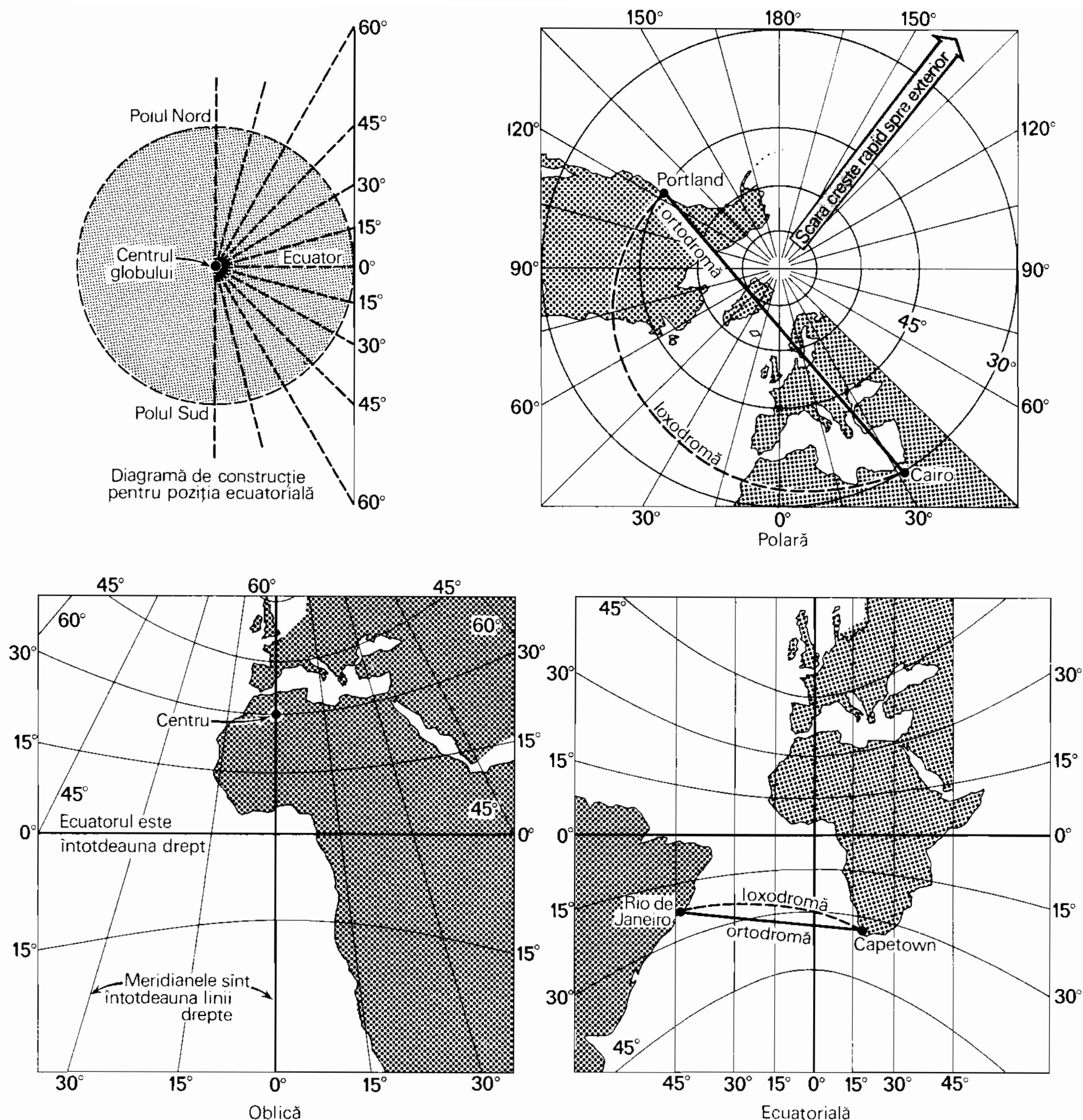


Fig. 2.11 Proiecția ortodromică (gnomonică) redă cercurile mari sub formă de linii drepte, indiferent de așezarea lor.

proiecție. Explicația rezidă în faptul că proiecția stereografică este o proiecție conformă. Toate liniile care sînt cercuri pe glob apar ca cercuri și pe hartă. Scara, totuși, crește pronunțat dinspre centrul hărții spre periferie.

Avînd în vedere importanța crescîndă a zonelor polare în această epocă de intensă navigație aeriană și folosire a rachetelor cu mare rază de acțiune, vom preciza că proiecția stereografică polară a dobîndit o largă utilizare. Ea formează baza pe care s-a construit Sistemul rețelei militare stereografice polare universale, pentru latitudinile aflate între 80° și poli (vezi cap. 3).

Hărțile de navigație aeriană ale lumii publicate de Serviciul de ridicări de coastă și geodezice al S.U.A. la scara de 1 : 1 000 000 se bazează pe o proiecție stereografică polară pentru latitudinile aflate între 80° și 90°. Harta zilnică a Oficiului meteorologic al S.U.A. este tipărită pe o proiecție stereografică polară.

Proiecția stereografică își are importanța ei deosebită și într-o serie de ramuri ale științei. Din cauza proprietăților ei perfect

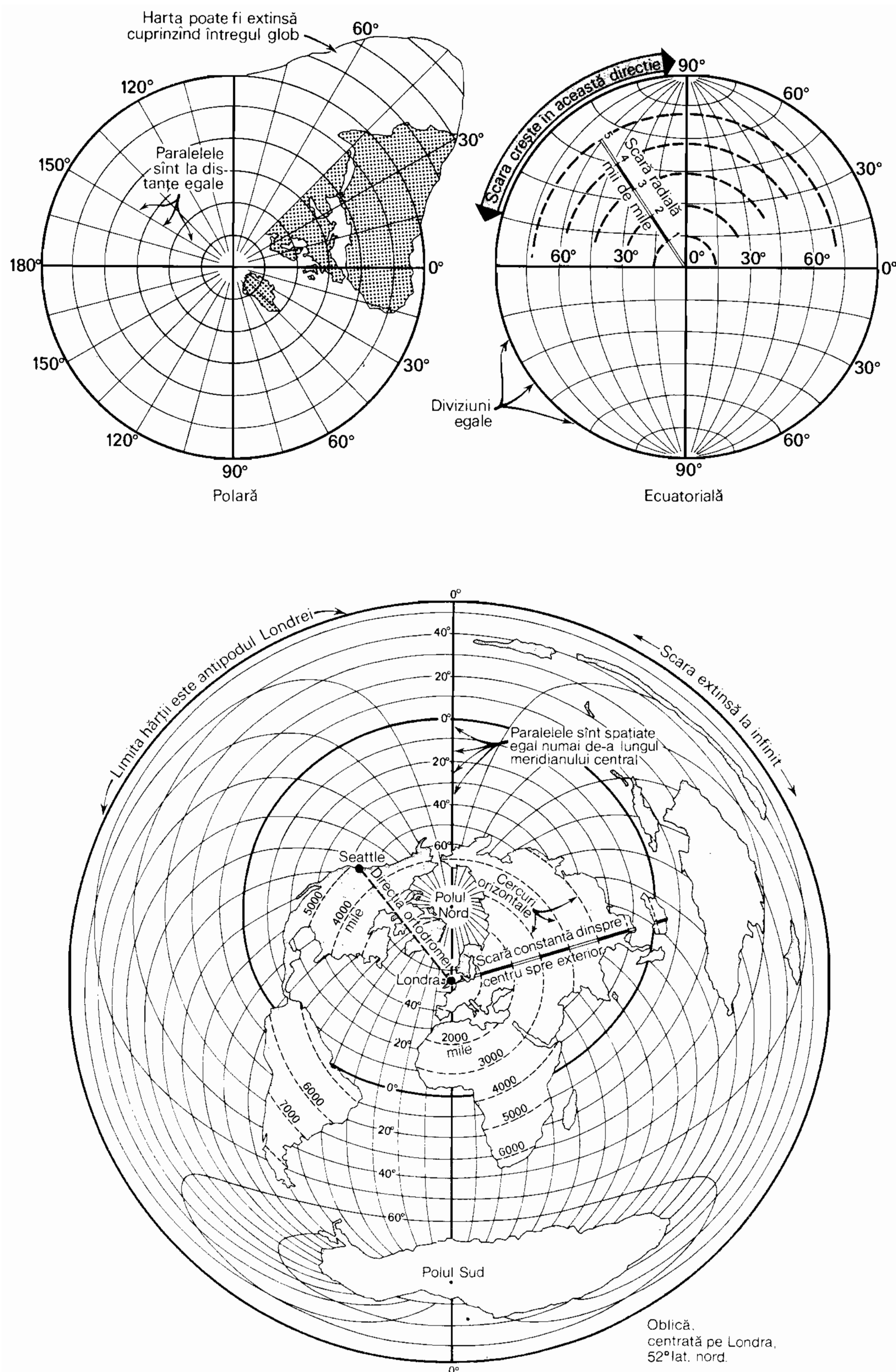


Fig. 2.12 Proiecția azimutală echidistantă este utilă pentru măsurarea distanțelor de la centru la diverse puncte.

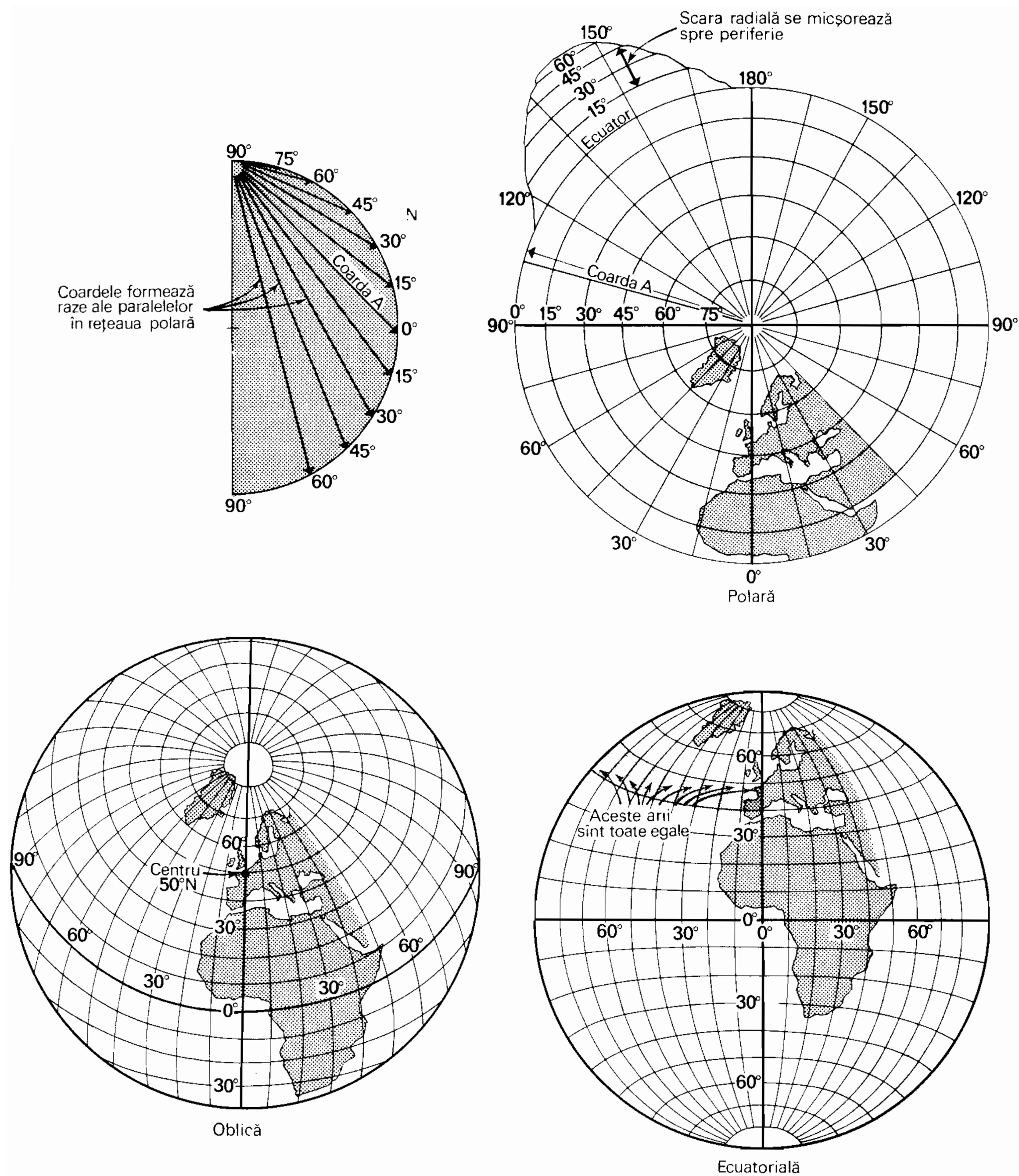


Fig. 2.13 Proiecția azimutală echivalentă este o bază excelentă pentru hărțile emisferei nordice.

conforme această proiecție se utilizează în studiul cristalelor minerale, fațetele cristalelor putînd fi reprezentate pe o rețea stereografică. Această rețea este utilă și în rezolvarea problemelor de geometrie descriptivă, care cer să se determine intersecțiile unor planuri și linii.

3. ***Proiecția ortodromică (gnomonică) (harta de navigație ortodromică).*** Pentru a construi o proiecție ortodromică trebuie să trasăm raze dintr-un punct aflat în centrul globului (fig. 2.11). Rețeaua rezultată este ușor de recunoscut deoarece intervalul meridianelor și paralelelor crește enorm pe măsura îndepărtării de centrul hărții, ducînd la deformări substanțiale ale zonelor situate spre margini. Este drept că și în rețeaua stereografică scara crește dinspre centru spre exterior, dar această creștere este mult mai redusă și nu deformează conturul zonelor de uscat mici. Proiecția gnomonică are dimensiuni mult mai mari decît globul inițial. Din motive geometrice evidente în construcția reprezentată în figura 2.11 este imposibil ca o asemenea proiecție să redea o întreagă emisferă. Este de asemenea nepractic ca ea să cuprindă o mare parte din emisferă, căci ar fi necesară o coală de hîrtie enormă. De aceea hărțile gnomonice sînt de regulă ajustate în forme dreptunghiulare.

Proiecția ortodromică, cu deformările ei grotești, n-ar fi de mare utilitate dacă n-ar avea o proprietate importantă. Pe o hartă ortodromică toate liniile drepte sînt cercuri mari și, invers, toate cercurile mari apar ca linii drepte. Observați că în toate cele trei proiecții redate în figura 2.11, meridianele și ecuatorul sînt linii drepte, indiferent de punctul unde apar pe hartă. Pentru navigație trasarea rutelor ortodromice se realizează unind punctele respective cu o linie dreaptă. Din acest motiv proiecțiile gnomonice folosite în navigație poartă numele de *hărți de navigație ortodromice.* Hărțile polară și ecuatorială din figura 2.11 ilustrează trasarea rutelor ortodromice pe o rețea gnomonică (Vezi în fig. 2.17 aceleași rute trasate pe proiecția Mercator).

4. ***Proiecția azimutală echidistantă.*** Proiecția *azimutală echidistantă* (fig. 2.12) nu poate fi realizată optic cu ajutorul unei surse luminoase punctiforme, ca în cazul celor trei tipuri anterioare. Așa cum o indică numele său, această rețea se construiește prin echidistanțarea meridianelor și paralelelor de la centru spre exterior. În plus, nu există nimic care să-l impiedice pe cartograf de a extinde harta asupra intregului glob. Polul opus, sau *antipodul,* apare în acest caz sub forma unui cerc ce înconjură harta. Într-o astfel de construcție scara hărții rămîne constantă pe toate dreptele care pornesc radial din centrul hărții, ceea ce face harta deosebit de utilă pentru navigația aeriană. Atunci cînd se centrează pe un anumit oraș sau aeroport, rutele ortodromice pot fi ușor trasate și măsurate trăgînd o linie din punctul central spre orice punct dorit de pe hartă și apoi calculînd distanța pe o scară grafică cu unități distanțate egal. Mai mult, direcția corectă a zborului poate fi stabilită pe hartă ca fiind unghiul dintre ruta trasată și meridianul central al hărții.

Rețeaua azimutală echidistantă este adesea folosită în construirea hărților emisferice la scară mică. Poziția polară este ușor de construit cu ajutorul compasului, raportorului, riglei și scării reductoare, harta rezultată grupînd principalele uscaturi ale lumii în jurul Oceanului Arctic.

5. ***Proiecția azimutală echivalentă.*** Această proiecție (fig. 2.13) a fost elaborată de J. H. Lambert în 1772 și este de aceea uneori numită proiecția azimutală echivalentă Lambert. Această proiecție se construiește pe baza unei formule care îi conferă proprietăți de echivalență — caracteristică pe care nu o au proiecțiile descrise anterior. Metoda geometrică de determinare a intervalelor paralelelor pentru poziția polară este indicată în figura 2.13. Ca raze pentru această proiecție se folosesc coarde de arc ale unui semicerc împărțit în porțiuni egale. Distanțarea meridianelor și paralelelor se micșorează ușor spre periferia hărții, dar nu atît de pronunțat ca în proiecția ortografică.

Proiecția azimutală echivalentă se folosește frecvent în hărțile geografice generale la scară mică.

Proiecțiile conice

6. ***Proiecția conică perspectivă.*** Proiecția conică perspectivă se bazează pe principiul că un con poate fi așezat deasupra unui glob, în așa fel încît vîrful conului să se afle exact deasupra Polului Nord iar conul să fie tangent la glob de-a lungul unei singure paralele. Dacă proiectăm pe con paralelele și meridianele ducînd raze din centrul glo-

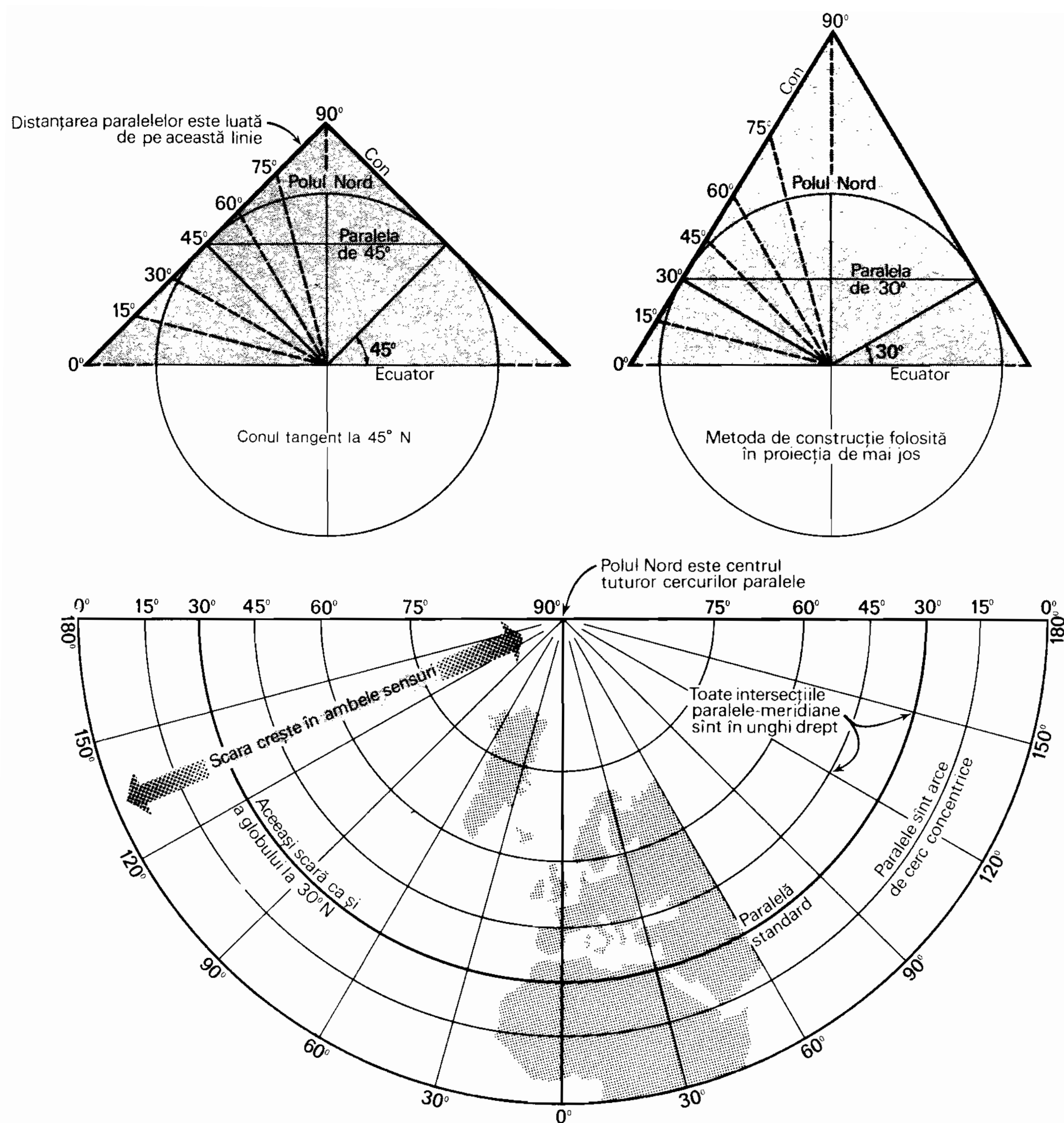


Fig. 2.14 Proiecția conică perspectivă folosind o paralelă standard este ușor de construit.

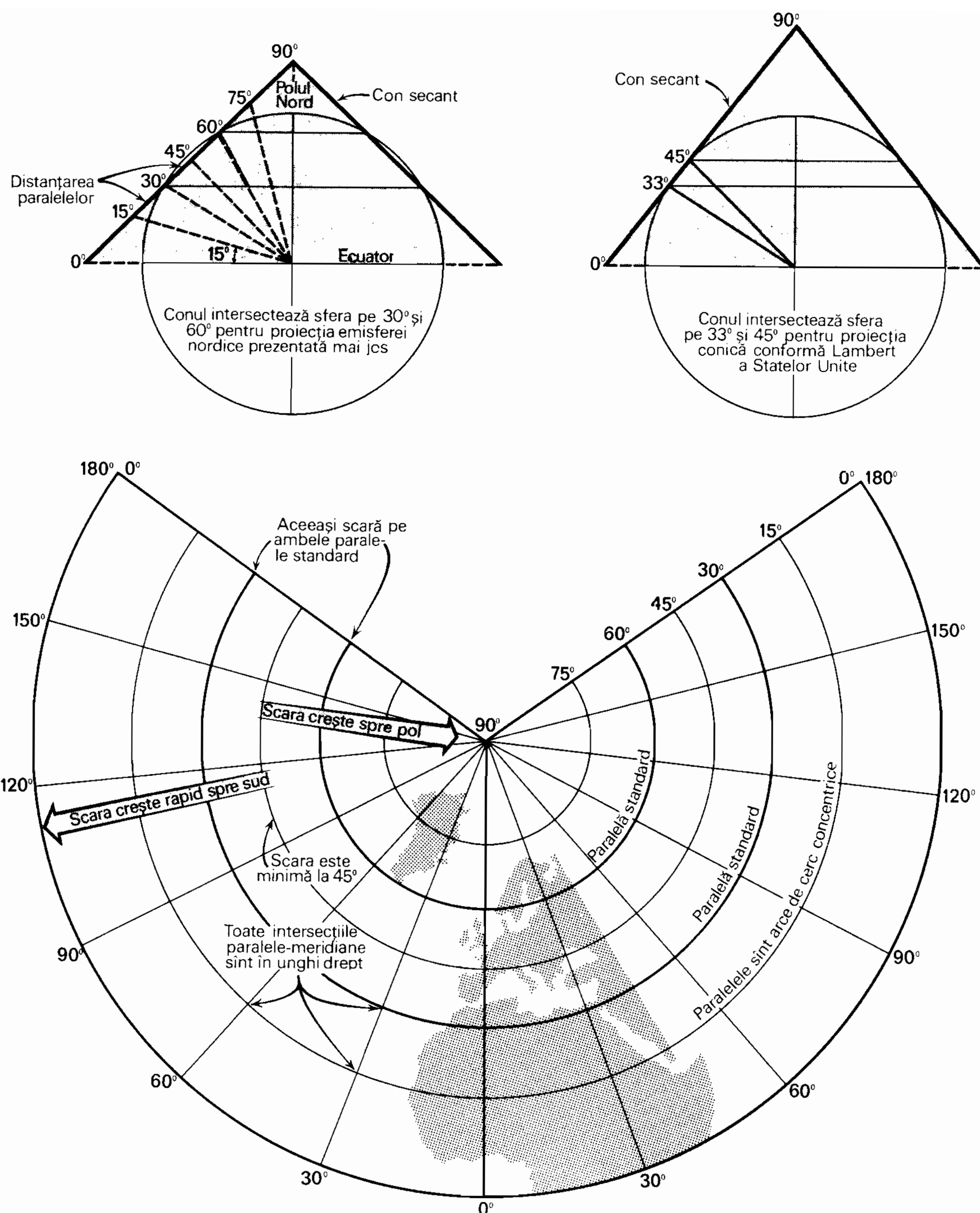


Fig. 2.15 Dacă se folosesc două paralele standard, proiecția conică perspectivă este îmbunătățită în ceea ce privește proprietățile scării.

bului şi apoi desfăşurăm conul pe o suprafaţă plană, obţinem o hartă conică. Meridianele sînt linii drepte care pornesc radial de la pol; paralelele sînt arce de cercuri concentrice cu centrul la pol. Această proiecţie poate fi uşor construită cu ajutorul compasului, raportorului şi riglei, dar harta va fi întotdeauna un sector de cerc şi nu un cerc complet, ca în cazul proiecţiilor azimutale.

Paralela de-a lungul căreia conul este tangent la glob se numeşte *paralelă standard* (fig. 2.14). Pe această paralelă scara este aceeaşi ca şi pe globul de pe care s-a realizat proiecţia; în toate celelalte regiuni ale hărţii scara este mai mare, crescînd spre nord şi spre sud de la paralela standard. Dacă se foloseşte un con tangent la paralela de latitudine de 30°, harta rezultată va fi exact o jumătate de cerc. Întrucît putem alege orice altă paralelă, cu excepţia ecuatorului sau polilor, harta poate fi mai mică sau mai mare decît o jumătate de cerc. O proiecţie conică perspectivă cu o paralelă standard va da o hartă a globului destul de bună, fără deformarea ariilor, şi va putea reprezenta puţin peste emisfera nordică. Totuşi, proiecţiile conice modificate sînt mult îmbunătăţite, astfel încît tipul perspectiv nu se utilizează decît rareori.

O modificare utilă se obţine atunci cînd conul trece prin două paralele diferite (fig. 2.15). Acest con care intersectează suprafaţa globului este considerat a fi în poziţie *secantă* sau, mai simplu, este denumit *con secant*. Harta ce rezultă acum are două paralele standard pe care scara este aceeaşi. Creşterea scării spre nord şi spre sud de paralelele standard este considerabil mai mică. Între cele două paralele standard scara este mai mică decît de-a lungul lor. Alegînd cele două paralele în modul cel mai adecvat pentru un continent sau o ţară situată pe latitudinile medii, putem construi o hartă utilă cu erori minore de scară şi contur.

7. ***Proiecţia conică conformă Lambert.*** O îmbunătăţire ulterioară a proiecţiei conice perspective cu două paralele standard s-a obţinut ajustînd intervalele celorlalte paralele astfel încît harta să aibă proprietăţi conforme. Rezultatul a fost proiecţia *conică conformă Lambert*. Datele pentru realizarea acestei proiecţii se găsesc în tabele. Întrucît meridianele sînt linii drepte ce converg spre acelaşi punct, iar paralelele sînt arce de cercuri concentrice, proiecţia este uşor de construit, iar în cazul cînd este folosită ca bază pentru o serie de hărţi la scară mare, colile individuale se îmbină perfect între ele.

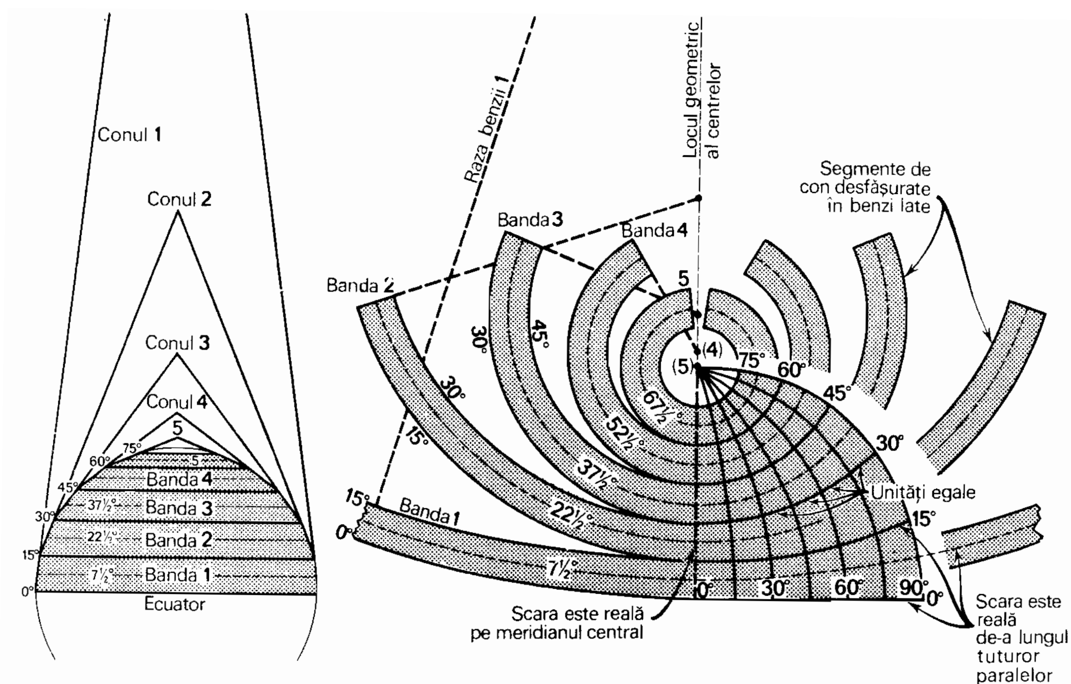
Proiecţia conformă Lambert este un tip foarte important şi larg folosit. Dacă se iau ca paralele standard paralelele de 33° şi 45° (fig. 2.15), eroarea maximă de scară este de circa 0,5% pentru nouă zecimi din suprafaţa S.U.A., iar o linie dreaptă trasată pe hartă e atît de apropiată de un cerc mare încît nu mai este nevoie de harta gnomonică pentru navigaţia aeriană.

O altă utilizare importantă a proiecţiei conice conforme Lambert o găsim la hărţile de navigaţie aeriană ale lumii (scara 1: 1 000 000) publicate de Serviciul de ridicări de coastă şi geodezice al S.U.A. Douăzeci de conuri diferite, fiecare avînd două paralele standard, se folosesc de la ecuator pînă la 80° latitudine, în benzi late de 4°.

8. ***Proiecţia policonică.*** Dacă două paralele standard sînt mai utile decît una singură, de ce să nu întrebuinţăm trei, patru, sau chiar mai multe? Fireşte, acelaşi con nu poate trece prin mai mult de două paralele, dar putem lua cîteva conuri, folosind numai acele porţiuni aflate în apropiere de paralelele standard respective şi obţinînd astfel o proiecţie *policonică*. Segmentele de con desfăşurate din figura 2.16 (stînga) sînt separate de-a lungul marginilor; deci, pentru a obţine o hartă continuă, va trebui să întindem aceste benzi de hartă. Mai mult, în loc de a ne imagina un anumit număr de paralele standard, putem lua un număr infinit, astfel încît vom avea scara reală de-a lungul oricărei paralele de pe hartă. Numai de-a lungul meridianului central, care este o dreaptă verticală, scara va avea aceeaşi valoare ca şi pe paralele. Toate celelalte meridiane sînt linii curbe de-a lungul cărora scara creşte spre margine. Observăm de asemenea că ecuatorul este o dreaptă perpendiculară pe meridianul central şi că toate celelalte paralele sînt arce de cercuri (dar nu de cercuri concentrice).

Proiecţia policonică nu este conformă şi nici echivalentă dar, în partea centrală a reţelei, deformările de scară şi contur sînt foarte mici. Pe 900 km de ambele părţi ale meridianului central eroarea de scară nu depăşeşte 1%. Există tabele cu datele necesare pentru construcţia acestei proiecţii.

Numeroase seturi de hărţi la scară mare publicate de diverse instituţii se bazează pe proiecţia policonică sau pe mici modificări ale acesteia. Ferdinand Hassler, primul



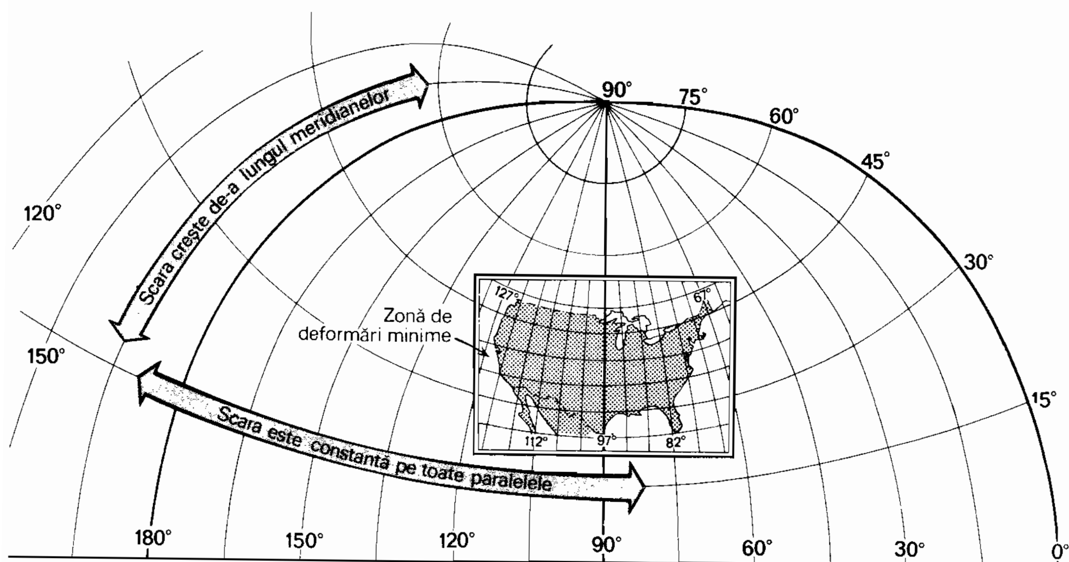


Fig. 2.16 Proiecția policonică se utilizează pentru arii mici la latitudini medii.

director al Serviciului de ridicări de coastă și geodezice al S.U.A., a elaborat proiecția policonică în 1820; această proiecție a fost folosită de respectiva instituție pentru multe din hărțile ei. Serviciul geologic al S.U.A. utilizează rețeaua policonică ca bază pentru hărțile topografice și diverse alte hărți ale Statelor Unite. Harta Internațională a Lumii (scara 1: 1 000 000) se bazează pe o rețea policonică modificată. Unul din neajunsurile proiecției policonice este acela că meridianele sînt curbe. Atunci cînd se prepară colile individuale ale unui set de hărți, acestea sînt de regulă axate pe un meridian central drept ce trece prin centrul hărții. Meridianele care limitează harta în dreapta și în stînga se curbează spre partea superioară. Dacă colile alăturate sînt ajustate pe aceste meridiane, nu vom putea obține o îmbinare perfectă.

Proiecții cilindrice

Nu se poate obține o proiecție cartografică utilă prin proiectarea geometrică directă a rețelei geografice pe o suprafață cilindrică. Deși principiul desfășurării cilindrului tangent rămîne valabil, toate formele utile de proiecție cilindrică se construiesc efectiv pe baza unor formule matematice, fiecare dintre acestea conferind proiecției o anumită calitate.

9. *Proiecția Mercator.* Cea mai bine cunoscută dintre toate proiecțiile cartografice este probabil proiecția Mercator, elaborată de Gerardus Mercator în 1569 și folosită de el în construcția unei hărți a lumii (fig. 2.17). Această proiecție se bazează pe o formulă matematică. Principiul în sine poate fi totuși explicat fără a folosi expresii matematice, după cum urmează: pe orice proiecție cilindrică în care meridianele sînt drepte verticale echidistante, meridianele au trebuit să fie distanțate între ele (vezi partea dreaptă a fig. 2.17). Numai de-a lungul ecuatorului ele se află la aceleași distanțe ca și pe globul cu aceeași scară ecuatorială. Pentru a rămîne ca linii paralele, meridianele, care în mod normal converg, trebuie să fie distanțate din ce în ce mai mult pe măsura apropierii de poli. La 60° latitudine nordică și sudică meridianele sînt distanțate la o depărtare de două ori cît cea inițială, deoarece la aceste latitudini un grad de longitudine este doar jumătate din valoarea de la ecuator. La poli distanțarea este infinit mai mare, deoarece polii înșiși sînt puncte infinit de mici. Pentru ca harta să-și păstreze proprietățile conforme trebuie să distanțăm și

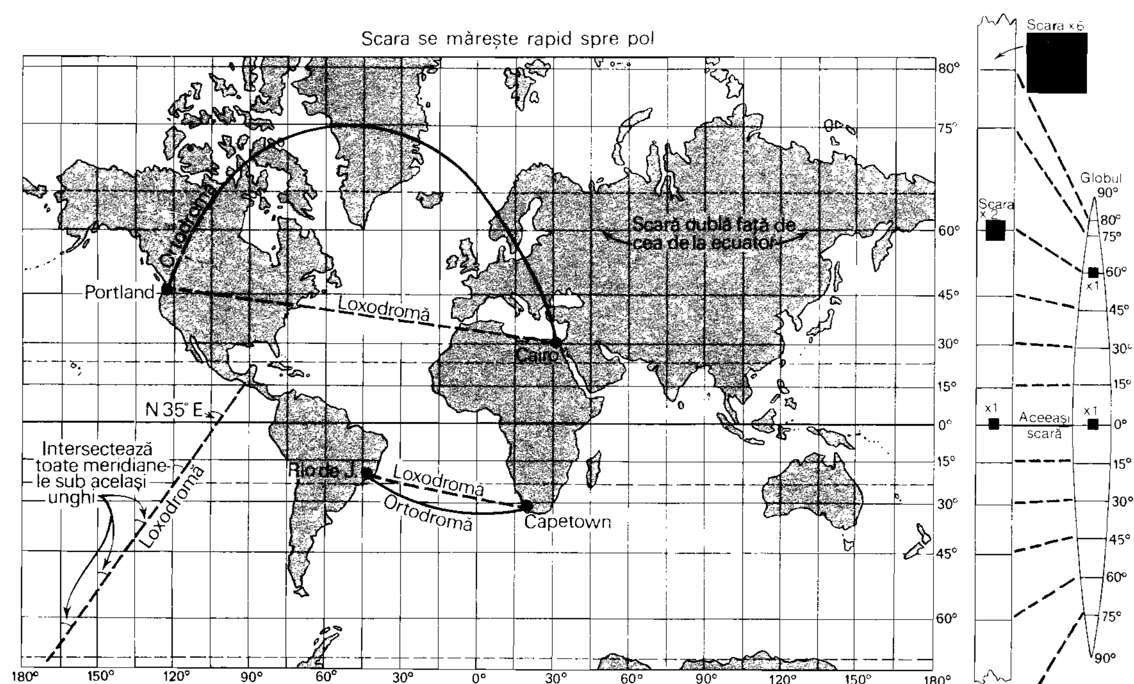


Fig. 2.17 Proiecția ecuatorială Mercator redă liniile loxodromice sub forma unor linii drepte.

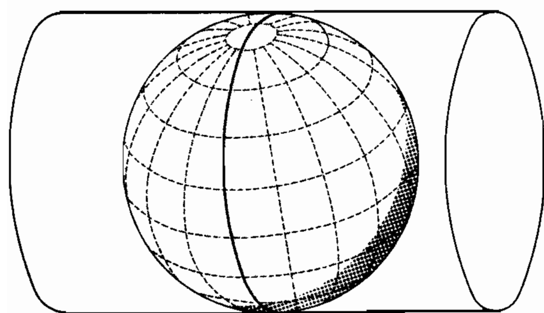


Fig. 2.18 Proiecția transversală Mercator folosește principiul cilindrului tangent la două meridiane opuse.

paralelele din ce în ce mai mult pe măsura apropierii de poli, utilizînd același raport de mărire folosit în cazul meridianelor*. De exemplu, lîngă paralela 60° latitudine nordică paralelele trebuie să fie de două ori mai îndepărtate între ele decît pe glob, deoarece, așa cum s-a arătat mai sus, în această zonă și meridianele sînt de două ori mai îndepărtate între ele. La latitudinea de 80° scara crește de aproape șase ori. Lîngă poli spațierea paralelelor crește enorm, apropiindu-se rapid de infinit. Întrucît ar fi necesară o coală imensă de hîrtie pentru reprezentarea regiunilor polare extreme, harta Mercator este de regulă întreruptă la 80° sau 85° latitudine nordică și sudică.

Harta Mercator este o proiecție conformă. Toate insulele și țările mici își păstrează conturul real. Scara hărții crește totuși enorm către poli. Proiecția Mercator clasică descrisă anterior se află în poziție ecuatorială, adică cilindrul este tangent la ecuatorul Pămîntului (vezi fig. 2.8). Axa polară a Pămîntului coincide aici cu axa cilindrului. Alte forme de proiecție Mercator se pot obține rotind globul în interiorul cilindrului în așa fel încît cercul mare de tangență să coincidă cu o pereche de meridiane sau cu oricare alt cerc mare.

Trăsătura într-adevăr importantă a proiecției ecuatoriale Mercator rezidă în faptul că o dreaptă trasată în orice loc pe hartă și în orice direcție va constitui o direcție constantă de orientare cu busola. Navigatorii numesc o asemenea dreaptă *linie loxodromică* (fig. 2.17). Dacă se urmează această linie, busola navei sau a avionului va indica întotdeauna ruta sub un unghi constant față de nordul geografic **. Odată stabilită această direcție, nava o va menține pe întregul parcurs, urmînd astfel linia loxodromică. Proiecția ecuatorială Mercator este singura dintre proiecțiile cunoscute pe care toate liniile loxodromice sînt linii drepte și vice-versa. Putem folosi raportorul pentru orice meridian de pe hartă, obținînd nemijlocit direcția la busolă.

Relația dintre rutele ortodromice și liniile loxodromice este prezentată în figurile 2.11 și 2.17. Observați că pe harta ortodromică cercurile mari sînt drepte, iar liniile loxodromice sînt curbe, în timp ce pe harta Mercator liniile loxodromice sînt drepte, iar cercurile mari sînt curbe. De-a lungul ecuatorului și tuturor meridianelor (dar numai de-a lungul lor), liniile loxodromice și cercurile mari sînt identice, constituind linii drepte pe ambele tipuri de hartă. În navigație este de dorit să se urmeze o rută ortodromică, care comportă distanța cea mai mică, dar acest lucru este greu de realizat deoarece direcția la busolă se schimbă necontenit de-a lungul rutei ortodromice. În practică se trasează ruta pe o hartă ortodromică, după care se transferă sub forma unei serii de segmente de dreaptă, pe harta Mercator. Navigatorul poate măsura acum direcția la busolă a primului segment cu ajutorul raportorului. După ce parcurge distanța primului segment, nava este orientată pe direcția celui de al doilea ș.a.m.d. Deși rezultatul nu este rută ortodromică reală, el se apropie atît de mult de aceasta încît diferența de distanță este neglijabilă.

În afară de această proprietate indispensabilă în navigație și într-o serie de domenii științifice, proiecția ecuatorială Mercator nu are alte utilizări pe glob. Cu excepția regiunilor ecuatoriale, pentru care oferă o rețea excelentă, deformările de scară sînt considerabile. Datorită alungirii infinite spre poli, această hartă nu poate arăta cum se grupează în jurul polilor masele de uscat ale Americii de Nord, Asiei și Europei. Ea poate spori în mintea profanului un sentiment fals de izolare între locuitorii acestor uscaturi. Din acest punct de vedere proiecțiile azimutale sau conice sînt preferabile în studiul regiunilor continentale situate la latitudini medii și înalte.

Pe de altă parte, anumite informații de ordin geografic sînt cel mai bine reprezentate pe proiecția Mercator. Avînd în vedere modul precis în care redă direcțiile la busolă

* Scara hărții crește spre poli ca secantă a latitudinii. La 60° secanta este 2: la 70 ea este 2,9; la 80°—5,8; la 85°—11,5 și la 89 —57,3. La latitudinile respective scara este multiplicată cu acești factori.

** Sînt necesare corecții pentru variația declinației magnetice, așa cum se va arăta în cap. 3.

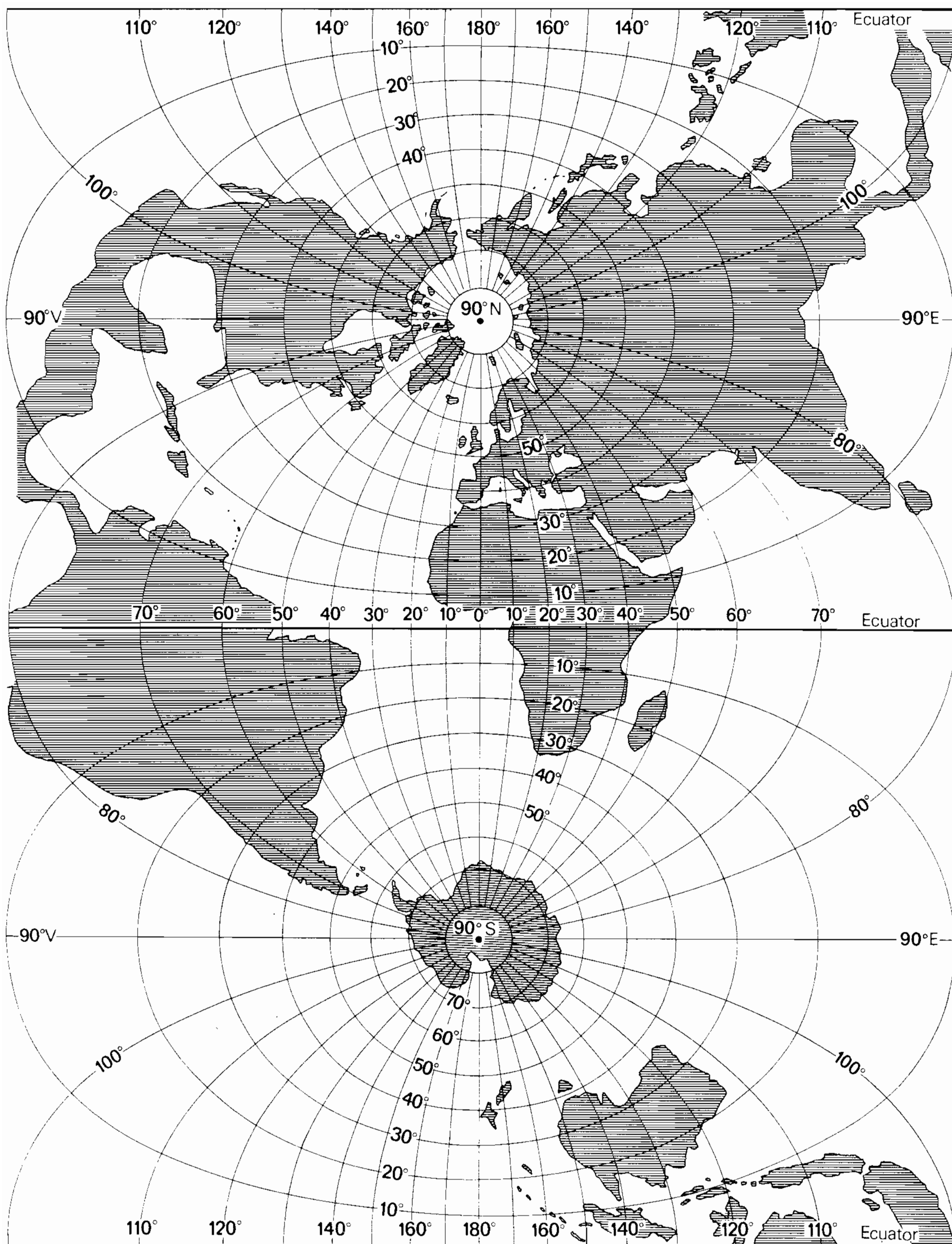


Fig. 2.19 Harta lumii în proiecție transversală Mercator

ale liniilor, rețeaua Mercator este preferată pentru hărțile ce indică direcția curenților oceanici și a vînturilor, direcția acului busolei și liniile de valori egale ale presiunii și temperaturii aerului. Exemple privind aceste utilizări ale proiecției Mercator vor fi date în capitolele ce urmează.

10. ***Proiecția transversală Mercator.*** Principiul cilindrului tangent la glob de-a lungul unei perechi de meridiane opuse a dat naștere proiecției transversale Mercator (fig. 2.18). Figura 2.19 prezintă o proiecție transversală Mercator tangentă la glob pe meridianele Greenwich (0° longitudine) și de 180°. Această formă aparte de rețea transversală Mercator este cunoscută și sub numele de proiecție *conformă Gauss.* Proiecția se întinde infinit spre stînga și spre dreapta. Ea nu poate arăta punctele aflate în linie cu axa cilindrului, la 0° latitudine, 90° longitudine estică și 0° latitudine, 90° longitudine vestică. Scara hărții este constantă numai pe meridianul central. În limitele unei fîșii înguste extinsă pe cîteva grade de arc spre est și spre vest de acest meridian creșterea scării este foarte mică și persistă avantajele unei proiecții conforme.

O ușoară modificare a adus proiecția transversală Mercator la un maximum de utilitate. În loc de a fi tangent de-a lungul unui meridian, cilindrul intersectează suprafața globului după două cercuri mai mici, luînd ceea ce se numește o *poziție secantă* (fig. 2.20). În această situație scara hărții este constantă de-a lungul a două linii drepte și paralele pe hartă. Aceste linii sînt egal depărtate de meridianul central.

În cadrul sistemului de caroiaj militar universal transversal Mercator (descris în cap. 3), cele două linii de scară egală sînt separate

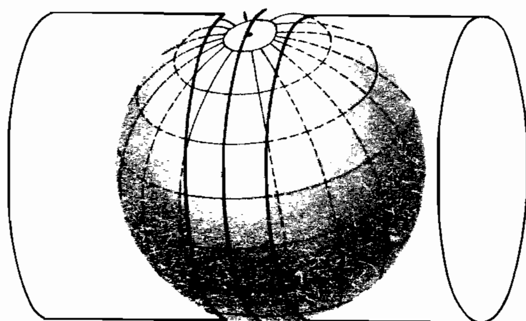


Fig. 2.20 Poziția secantă a proiecției transversale Mercator reduce la minimum variațiile scării într-o zonă îngustă.

pe hartă printr-o distanță de 360 000 m (360 km). Modificările scării sînt foarte mici în limitele unei fîșii de longitudine de 6°. Proiecția transversală Mercator oferă astfel o bază excelentă pentru hărțile topografice la scară mare (în care scop ea a fost adoptată de Serviciul cartografic militar al S.U.A. după cel de al doilea război mondial). Pentru a acoperi întregul glob, meridianul central este schimbat la intervale de 6°, astfel încît sînt necesare 60 de meridiane centrale. Pentru regiunile aflate între latitudinile de 80° și poli se folosesc proiecții stereografice polare.

Alte tipuri

11. ***Proiecția homalografică Mollweide.*** Una dintre proiecțiile folosite relativ frecvent pentru reprezentarea întregului glob este cea *homalografică,* realizată de Karl B. Mollweide în 1805 (fig. 2.21). Cuvîntul „homalografic" înseamnă „cu arii egale" — proprietate ce caracterizează acest tip de proiecție. Una din emisfere este limitată de un cerc; cealaltă emisferă este împărțită în două și adăugată printr-un contur eliptic la ambele părți ale cercului. Toate celelalte meridiane, cu excepția meridianului central reprezentat printr-o dreaptă, sînt jumătăți de elipse. Ecuatorul este de două ori mai lung decît meridianul central — situație existentă în realitate pe glob. Paralelele sînt drepte orizontale cu intervale mai strînse către poli. Distanțarea paralelelor în scopul de a da hărții proprietatea echivalenței se obține printr-o metodă complicată. (Pentru construcție există tabele).

Proiecția Mollweide are o serie de avantaje și dezavantaje nete. Echivalența o face utilă pentru indicarea răspîndirii pe glob a entităților geografice sau politice. Pe de altă parte deformarea accentuată a regiunilor polare a împiedicat folosirea ei mai generală. Ea poate fi, desigur, centrată pe orice meridian pentru a reduce deformările într-o anumită zonă. Această proiecție constituie o bază utilă pentru hărțile Africii și Americii de Sud, care pot fi incluse în spațiul central unde deformările sînt relativ neînsemnate. Variantele întrerupte și oblice și-au dovedit utilitatea în construirea hărților lumii.

12. ***Proiecția sinusoidală.*** În unele privințe proiecția *sinusoidală* (numită și proiecția Sanson-Flamsteed) este similară proiecției homalografice Mollweide. Această

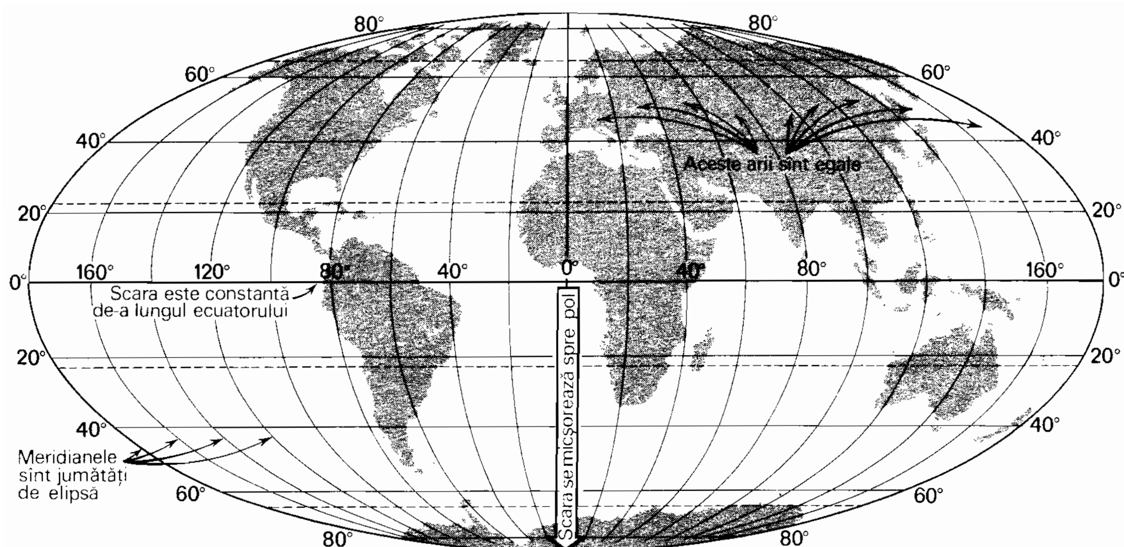


Fig. 2.21 Proiecția homalografică Mollweide este larg folosită pentru reprezentarea întregului glob. Contorsiunea ariilor este foarte mare spre periferie.

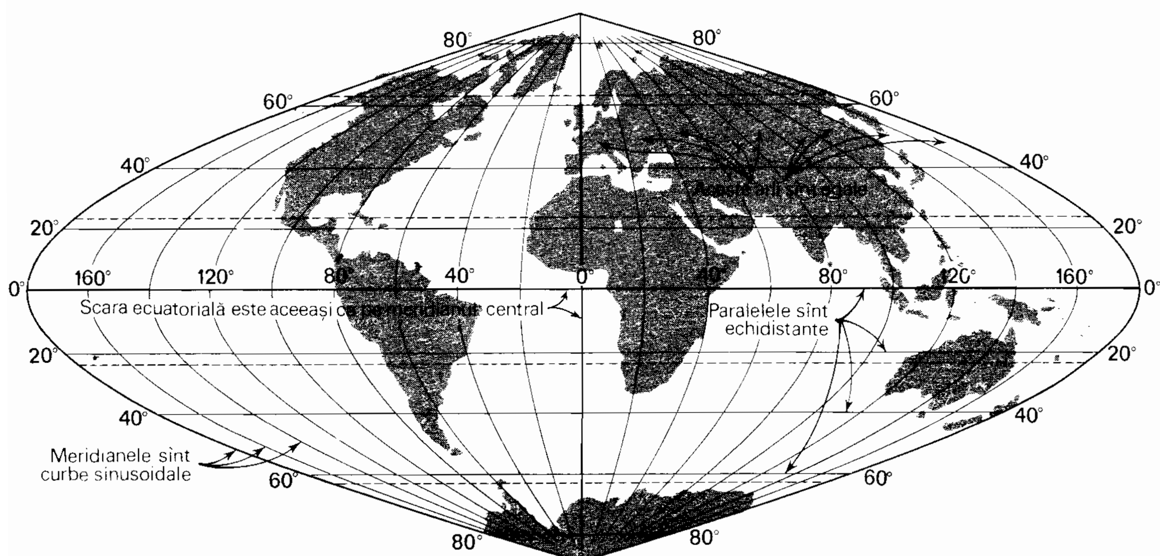


Fig. 2.22 Proiecția sinusoidală este o excelentă proiecție echivalentă pentru latitudinile joase. Contorsiunea ariilor este foarte mare spre periferie.

proiecție este tot echivalentă, are un meridian central drept și paralele drepte orizontale (fig. 2.22). Deosebirea rezidă în tipul de curbă folosit pentru redarea meridianelor: în timp ce rețeaua homalografică utilizează elipse, rețeaua sinusoidală utilizează familii de *curbe sinusoide*. În figura 2.23 sînt arătate trei creste de undă suprapuse ale unei curbe sinusoide. Dacă răsturnăm lateral figura 2.23 și o comparăm cu figura 2.22 vom observa că în trasarea proiecției s-a întrebuințat un set asemănător de curbe. Proiecția sinusoidală are o proprietate remarcabilă și anume că prin spațierea echidistantă a paralelelor de la ecuator spre poli se obține o rețea echivalentă.

Proiecția sinusoidală prezintă aceleași avantaje și dezavantaje ca și cea homalografică. Deformarea regiunilor polare nu este atît de pronunțată în rețeaua sinusoidală, rămînînd totuși apreciabilă. Dacă centrul proiecției cuprinde Africa sau America de

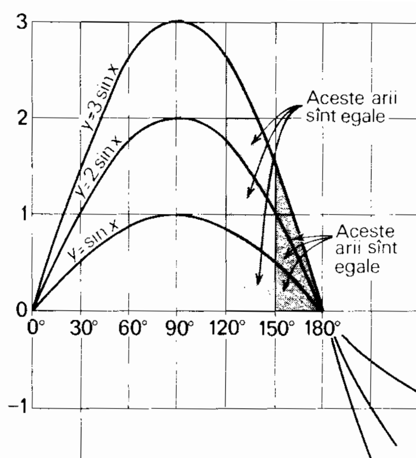


Fig. 2.23 Sinusoidele sînt folosite ca meridiane în proiecția sinusoidală.

Sud, continentul va fi foarte bine reprezentat, cu neînsemnate deformări de scară și contur.

13. ***Proiecția Goode.*** Proiecția homalosină *Goode*, elaborată de dr. Paul Goode în 1923, combină tipul homalografic cu cel sinusoidal. Ea folosește proiecția sinusoidală între latitudinile de 40° N și S, și proiecția homalografică pentru porțiunile rămase pînă la poli.

Atît în proiecția homalografică cît și în cea sinusoidală deformarea regiunilor polare este deosebit de pronunțată în marginea dreaptă și stîngă a hărții. Această deformare poate fi redusă prin așezarea fiecărei regiuni de uscat importante pe propriul ei meridian central drept și prin îmbinarea părților. Proiecția Goode întreruptă (fig. 2.24) cuprinde America de Nord, Eurasia, America de Sud, Africa și Australia, fiecare dintre aceste continente fiind axate pe meridianul cel mai convenabil. Deoarece în acest caz harta nu se poate îmbina între zonele de uscat decît de-a lungul ecuatorului, apar o serie de spații goale. Dacă ne interesează numai regiunile de uscat (de exemplu dacă vrem să indicăm zonele de cultivare a grîului) aceste întreruperi nu provoacă nici un neajuns major. Pentru a reprezenta oceanele lumii putem centra oceanele pe meridiane centrale, astfel încît întreruperile să se producă în zonele de uscat.

Planșele 1—5 (vezi hărțile de la sfîrșitul cărții) folosesc proiecția întreruptă Goode. Ca o modificare suplimentară, aceste proiecții sînt comprimate prin eliminarea unor porțiuni din suprafețele oceanelor.

14. ***Proiecția Eckert IV.*** Printre geografii Europei se bucură de popularitate o proiecție echivalentă cu paralele orizontale drepte propusă de prof. Max Eckert (fig. 2.25). În cadrul celor șase proiecții elaborate de prof. Eckert aceasta a primit denumirea de Eckert IV.

În proiecția Eckert IV meridianele sînt elipse egal distanțate pe toate paralelele. Din acest punct de vedere rețeaua seamănă cu proiecția Mollweide, dar pe cînd în proiecția Mollweide meridianele converg spre aceleași puncte la poli, proiecția Eckert IV folosește pentru fiecare pol o linie orizon-

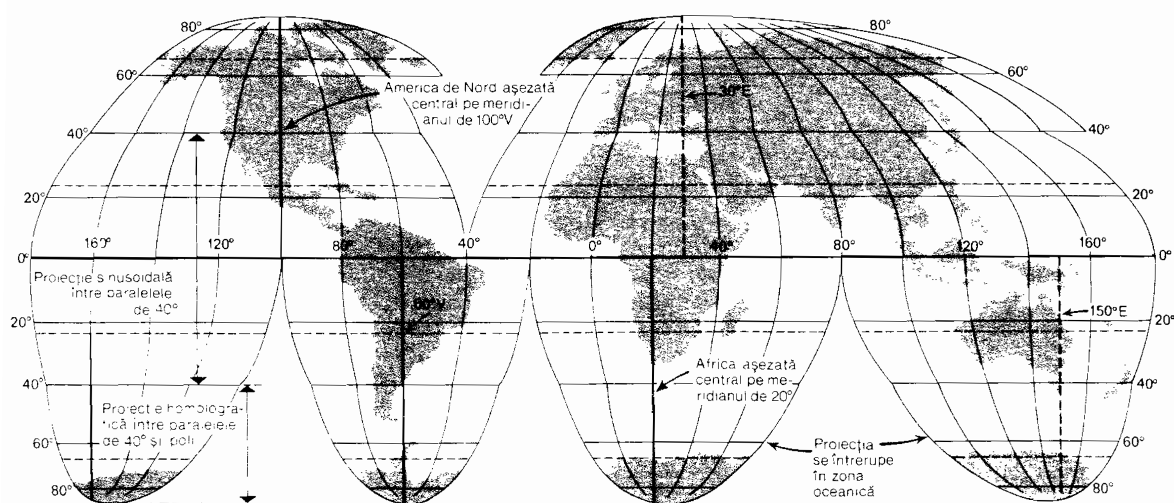


Fig. 2.24 Proiecția homalosină întreruptă a lui Goode îmbină proiecția sinusoidală cu cea homalografică (Harta de bază Goode, Copyright Universitatea Chicago).

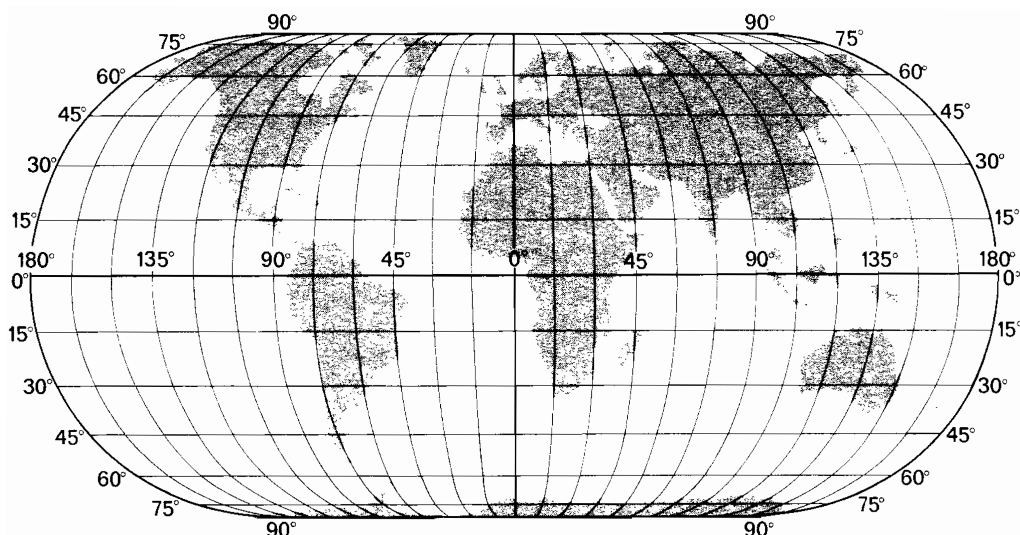


Fig. 2.25 Proiecția Eckert IV reprezintă polii prin linii orizontale.

tală lungă cît jumătate din ecuator. Astfel se evită îndesirea și deformarea pronunțată la latitudini înalte, deși continuă să existe o deformare apreciabilă.

Pentru a păstra echivalența, distanțarea paralelelor în proiecția Eckert IV este ajustată cu ajutorul unei formule, fiind mai mare lîngă ecuator și scăzînd la aproximativ 1/4 din această valoare în apropierea polilor. Proiecția Eckert IV poate fi ușor întreruptă în modul prezentat la proiecția Goode. Ambele proiecții sînt excelente pentru construirea hărților lumii indicînd distribuția ariilor.

Rezumat

În acest capitol au fost prezentate și ilustrate 14 proiecții cu scopul de a oferi geografului o introducere eficientă în principiile cartografiei. Întrucît însă există peste 200 de proiecții cartografice, alte tipuri vor fi întîlnite relativ frecvent. Cele mai multe dintre ele sînt suficient de asemănătoare unuia sau mai multora dintre tipurile prezentate, astfel încît principiul lor de construcție va reieși cu ușurință din studiul hărții sau va putea fi înțeles pe baza unei explicații sumare.

Sugestiile de mai jos sînt menite să sublinieze principiile alegerii unui tip de proiecție:

1. Folosiți un glob bun ori de cîte ori doriți să determinați distanța și direcția dintre puncte sau regiuni. Nu există nici un alt înlocuitor al acestui model la scară reală al trăsăturilor suprafeței terestre.

2. Dacă aveți nevoie de o hartă, alegeți proiecția cea mai convenabilă. De pildă, pentru reprezentarea distribuției ariilor unei entități, folosiți o hartă echivalentă, iar pentru latitudinile înalte recurgeți la hărți conice sau azimutale.

3. Înainte de a începe să trageți concluzii și să analizați factorii geografici cu ajutorul hărții, asigurați-vă că ați ținut seama de proprietățile proiecției—echivalentă, conformă etc. Dacă aveți vreo îndoială, comparați două sau mai multe proiecții ale aceleiași regiuni, constatînd ce erori ar putea rezulta din fiecare. Cu cît este mai mare porțiunea de suprafață inclusă într-o hartă, cu atît mai prudenți trebuie să fiți în utilizarea ei.

Capitolul 3

Amplasarea și direcția pe glob

PREZENTUL CAPITOL SE OCUPĂ DE problema determinării poziției punctelor și direcției liniilor de pe suprafața Pămîntului, în scopul reprezentării lor corecte pe hartă. De importanță egală pentru geograf este și problema inversă, de a afla, citind o hartă, poziția, mărimea și orientarea elementelor reprezentate și de a formula aceste informații în cadrul unui sistem stabilit. Geograful folosește hărțile din plin. Din ele obține nu numai date pe care le utilizează în studiile sale, ci și suportul pe care să-și plaseze informațiile noi dobîndite sau sintetizate de el. Întocmirea hărților — un domeniu specializat care îmbină știința matematică cu arta grafică — se numește *cartografie.* Deși publicarea hărților finisate trebuie să fie lăsată în seama cartografului profesionist, există multe lucruri pe care geograful trebuie să le cunoască pentru a putea obține un maximum de informații din hărți și pentru a alege hărțile de bază cele mai potrivite pentru reprezentarea datelor pe care vrea să le înregistreze.

Sistemul de paralele și meridiane descris în capitolul 1 oferă o rețea de linii la care pot fi raportate diverse puncte de pe suprafața Pămîntului. Geodezul, geologul și topometrul sînt cei care măsoară poziția, mărimea și forma trăsăturilor naturale și artificiale ale planetei noastre. Sarcina cartografului este să adune aceste date și să le înregistreze cît mai exact și mai eficace cu putință, în vederea reproducerii lor pe hărți tipărite.

Hărțile prezintă o mare varietate, atît în ceea ce privește porțiunea din suprafața terestră cuprinsă într-o coală de anumite dimensiuni, cît și în privința tipului de material reprezentat. Pe o coală mică de hîrtie se poate tipări harta întregii lumi sau planul detaliat al unui cartier dintr-un oraș. În raport cu tipul de informații geografice reprezentate putem clasifica hărțile în două grupe mari: *planimetrice* și *topografice.* Hărțile planimetrice indică amplasarea exactă a trăsăturilor suprafeței proiectate într-un singur plan și neținînd seama de diferențele de înălțime. O hartă planimetrică poate arăta elemente ca țărmuri, ape curgătoare, lacuri, frontiere, căi de comunicație precum și poziția exactă a orașelor și vîrfurilor de munți, dar nu ne dă informații despre formele de relief, despre înclinarea suprafeței terestre, sau despre diferența de înălțime dintre elementele reprezentate și nivelul mării sau obiectivele înconjurătoare. Pe de

altă parte, hărţile topografice sînt destinate să reprezinte formele de relief ale suprafeţei terestre şi să ne indice gradul de înclinare a pantei.

Amplasare relativă şi amplasare absolută

Să presupunem că un explorator ajunge într-o regiune puţin cunoscută, unde găseşte trei munţi importanţi, *A*, *B* şi *C*, care n-au mai fost cartaţi sau descrişi. Folosind aparate topometrice el constată că vîrful *A* se află la 5 mile spre nord de vîrful *B* şi că vîrful *C* se află la 7 mile spre est de vîrful *B*. Luînd o coală albă de hîrtie şi considerînd că un inci pe hîrtie reprezintă o milă de distanţă terestră orizontală, exploratorul poate trasa o hartă care să indice aşezarea relativ corectă a celor trei vîrfuri unul faţă de altul. Triunghiul care uneşte vîrfurile *A*, *B* şi *C* este conform situaţiei reale în ceea ce priveşte forma şi orientarea faţă de nord. În acest mod se determină ***amplasarea relativă*** a punctelor unul faţă de altul, dar nu şi în raport cu un sistem de referinţă universal stabilit, ca de pildă reţeaua de paralele şi meridiane bazată pe meridianul prim de la Greenwich.

Dacă exploratorul dispune de cunoştinţe şi utilaj adecvat, el poate determina, folosind metode astronomice, amplasarea aproximativă a unuia dintre vîrfuri, în ceea ce priveşte latitudinea şi longitudinea. Aceasta este ***amplasarea absolută*** a vîrfului, care permite ulterior determinarea amplasării absolute a celorlalte două puncte. Amplasarea absolută defineşte poziţia unui punct astfel încît să-l pună într-o situaţie unică faţă de toate celelalte puncte de pe glob. În general amplasarea absolută a punctelor se realizează prin trei sisteme de reţele (seturi de linii ce se intersectează) care sînt descrise în prezentul capitol: reţeaua geografică, reţeaua militară şi reţeaua Serviciului cadastral al S.U.A. Ridicările topografice prin triangulaţie şi indicarea poziţiei prin direcţia la busolă şi distanţă, aşa cum se va explica mai jos, nu dau decît amplasări relative.

Triangulaţia şi liniile de bază

Hărţile planimetrice indică aşezarea exactă a elementelor pe o hartă ca şi cum acestea ar fi toate reduse la suprafaţa nivelului mării. Înainte de a iniţia o operaţie importantă de ridicare, este indispensabil să stabilim cu maximum de precizie amplasarea relativă a cîtorva puncte cheie din regiunea respectivă. Pentru aceste puncte cheie este necesară precizia maximă deoarece toate celelalte puncte vor fi amplasate în raport cu ele. Punctele de importanţă secundară sînt localizate cu metode de mai mică precizie, care consumă mai puţin timp şi fonduri. Pornind de la acestea se determină în mod şi mai rapid o serie de numeroase alte puncte. Ridicarea punctelor începe prin măsurarea atentă a unei *linii de bază* drepte, lungă de cîţiva kilometri. De regulă această linie de bază urmează ruta unei şosele, a unei căi ferate sau a unei plaje, pentru a întîlni cît mai puţine obstacole. Linia de bază se măsoară cu o ruletă între puncte marcate prin repere permanente. Ruleta este fabricată dintr-un aliaj oţel-nichel denumit *invar*, a cărui lungime variază foarte puţin cu temperatura. Ea trebuie întinsă cu forţa exact necesară (măsurată cu un dinamometru) pentru a reduce la minimum eroarea datorată elasticităţii. Prin măsurători atente şi cu un utilaj de precizie se poate stabili lungimea liniei de bază astfel încît eroarea să nu depăşească 1/300 000, ceea ce înseamnă că o linie lungă de 5 mile poate fi măsurată cu o aproximaţie de mai puţin de un inci. De fapt erorile înregistrate la ridicările de gradul I sînt adesea mult mai mici, în general de 1 : 2 000 000.

În ultimele două decenii au intrat în uz instrumente electronice pentru măsurarea distanţelor. Folosind transmiterea undelor luminoase sau a undelor radio de înaltă frecvenţă, aceste instrumente pot măsura linia de bază cu o precizie de peste 1/9 000 000.

După măsurarea liniei de bază începe triangulaţia. *Triangulaţia* este măsurarea unor mari triunghiuri pe suprafaţa Pămîntului, folosind principiul geometric care spune că atunci cînd cunoaştem lungimea unei laturi (linia de bază) şi cele două unghiuri formate de bază cu celelalte laturi ale unui triunghi, putem calcula lungimea acestor laturi şi valoarea celui de al treilea unghi (fig. 3.1). Dacă un topometru instalează o lunetă cunoscută sub numele de teodolit într-unul din capetele liniei de bază (punctul *A*), el poate viza spre un steguleţ aflat la celălalt capăt al liniei de bază şi spre un alt steguleţ plasat într-un al treilea punct, necunoscut (punctul C), măsurînd astfel unghiul orizontal dintre cele două linii de vizare. Dacă apoi teodolitul este

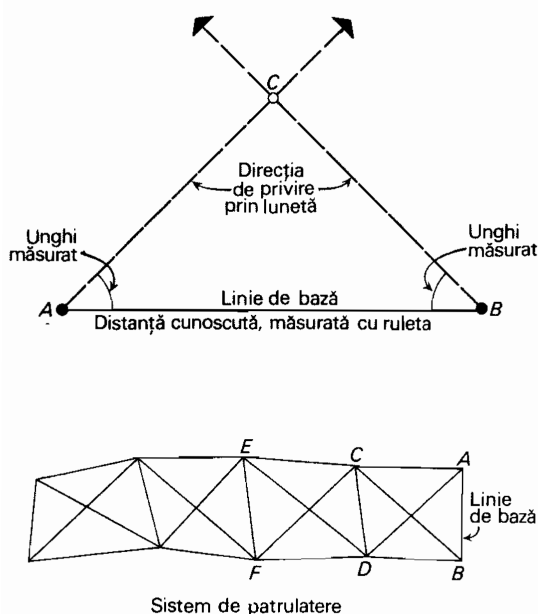


Fig. 3.1 Principiul triangulației.

instalat în celălalt capăt al liniei de bază (punctul *B*) și topometrul vizează spre punctele *A* și *C*, măsurînd unghiul dintre ele, el obține datele necesare pentru determinarea lungimii celorlalte două laturi ale triunghiului și, implicit, pentru amplasarea exactă a punctului *C* în raport cu linia de bază. Metoda triangulației este mult mai avantajoasă decît măsurătorile efectuate în teren deoarece economisește timp și muncă, mai ales dacă terenul este accidentat. (Marele Canion a fost ridicat în acest mod). După măsurarea primului triunghi *ABC*, laturile *AC* și *BC* pot fi folosite ca linii de bază pentru construirea altor triunghiuri. Pe măsură ce se adaugă noi triunghiuri, punctele cunoscute se extind de-a curmezișul țării, formînd un *sistem de patrulatere* (fig. 3.1).

Triangulația și măsurarea liniilor de bază pot fi de *gradul întîi*, *de gradul al doilea*, *de gradul al treilea* și *de gradul al patrulea*, în funcție de nivelul de precizie atins. În Statele Unite, triangulația de gradele întîi și al doilea este efectuată de Serviciul de ridicări de coastă și geodezie, care atinge un nivel de precizie aproape uluitor pentru profani. De exemplu, într-o triangulație de gradul întîi, suma celor trei unghiuri ale unui triunghi trebuie să se apropie de valoarea teoretică de 180° pînă la mai puțin de 1″ de arc (sînt 3 600 secunde într-un grad). Se lucrează noaptea, folosindu-se o sursă luminoasă punctiformă care poate fi vizată cu teodolitul de la o distanță de mulți kilometri. În timpul zilei imaginea unui punct îndepărtat se deplasează continuu în cîmpul teodolitului, deoarece razele de lumină suferă o refracție neregulată datorită vîrtejurilor formate de aerul încălzit în straturile inferioare ale atmosferei.

Triangulația de ordinul al patrulea este folosită pentru stabilirea unui mare număr de puncte în regiunea respectivă și nu necesită instrumentele de mare precizie și tehnica triangulației de ordin superior.

Deși triangulația este în esență un sistem de determinare a amplasării relative a unui punct dat în raport cu alte puncte, un sistem de triangulație poate fi folosit și în determinarea amplasării absolute dacă stabilim cu precizie latitudinea și longitudinea unui punct de pe linia de bază și apoi calculăm trigonometric coordonatele geografice ale tuturor celorlalte puncte din rețea.

În general, planul Serviciului de ridicări de coastă și geodezice al S.U.A. a avut de acoperit întreg teritoriul Statelor Unite cu o serie de rețele de triangulație de primul ordin, fiecare din acestea constituind un sistem de patrulatere începînd într-un punct de pe coastă și extinzîndu-se în interiorul țării. Numeroase ridicări transversale de acest fel, dispuse în general de-a lungul paralelelor și meridianelor, asigură în prezent o rețea de control pentru teritoriul S.U.A. Punctele de triangulație din această rețea servesc ca puncte de referință pentru toate operațiile locale de ridicare și cartare. Există de asemenea date despre latitudinea și longitudinea precisă a acestor puncte.

Din păcate, cele mai exacte determinări de latitudine și longitudine pornind din diverse puncte de pe coastă nu dau cu exactitate aceeași amplasare a unei stații de triangulație în punctul unde două sau mai multe ridicări transversale se întîlnesc în interior. De aceea, după ce s-a efectuat reunirea ridicărilor de triangulație est-vest și nord-sud pe teritoriul S.U.A., a fost aleasă o stație de referință unică ca standard absolut al poziției geografice. Aceasta este stația « Meades Ranch», situată în partea centrală a statului Kansas, aproximativ în centrul geografic al Statelor Unite. Latitudinea și longitudinea stației « Meades Ranch» au fost calculate pe baza elipsoidului Clarke

din 1866 ca elipsoid de referință, după care toate celelalte poziții ale rețelelor de triangulație au fost corectate corespunzător. Acest set de poziții absolute ale unor puncte de control se numește *Sistemul de referință nord-american din 1927* și toate cartările locale se bazează pe el. Acest sistem a fost adoptat și de Canada și Mexic, astfel încît întreaga Americă de Nord are acum triangulații bazate pe sistemul din 1927 și este singurul continent în care triangulația s-a efectuat în raport cu același elipsoid și cu un singur punct de plecare de pe elipsoid.

Ridicări de nivelment

Triangulația determină amplasarea punctelor proiectate pe suprafața imaginară a elipsoidului, dar nu măsoară distanța verticală dintre un anumit punct și un nivel de referință. Datele de acest fel, cunoscute sub denumirea de *ridicări de nivelment*, sînt furnizate de *nivelmentul de precizie*. Instrumentul folosit în acest scop se numește *nivelă*. Acesta este o lunetă montată orizontal, cu o nivelă așezată pe tubul lunetei. Cu ajutorul unor șuruburi luneta poate fi adusă să coincidă cu o linie de vizare orizontală. Vizînd spre un punct a cărui înălțime o cunoaștem, putem citi înălțimea pe o miră gradată ținută vertical în acel punct (fig. 3.2). Întoarcem apoi luneta spre un alt punct și citim din nou înălțimea pe miră. Înălțimea celui de al doilea punct se determină prin adăugarea și scăderea citirilor pe miră.

Ca și în cazul triangulației, nivelmentul poate fi de primul ordin, de ordinul al doilea, al treilea sau de alte ordine inferioare. Nivelmentul de ordinul întîi, care comportă precizia cea mai înaltă, este efectuat de Serviciul de ridicări de coastă și geodezice al S.U.A. astfel încît să formeze o rețea de nivelment fundamentală din care s-au realizat deja cîteva mii de kilometri, cel mai adesea de-a lungul șoselelor și căilor ferate. O linie de nivelment pornește de pe coastă, unde nivelul de referință — cota inițială — este nivelul mediu al mării. Deși poate fi ușor determinat, nivelul mediu al mării variază de-a lungul coastei, astfel încît două linii de nivelment care se întîlnesc într-un punct pot să nu coincidă pe înălțime. Toate rețelele de nivelment de primul ordin au fost ajustate în 1929, fiind puse în acord cu *sistemul de referință al nivelului mării din 1929*.

După cum stațiile de triangulație sînt marcate prin discuri de bronz permanente încastrate în stîncă sau beton, stațiile de nivelment sînt marcate prin repere fixe permanente, utilizate în cartările și ridicările locale.

Direcția pe suprafața Pămîntului

Prin triangulație, observații astronomice și nivelment stabilim pozițiile relative și absolute ale punctelor pe elipsoidul de referință ca și înălțimile lor în raport cu acest elip-

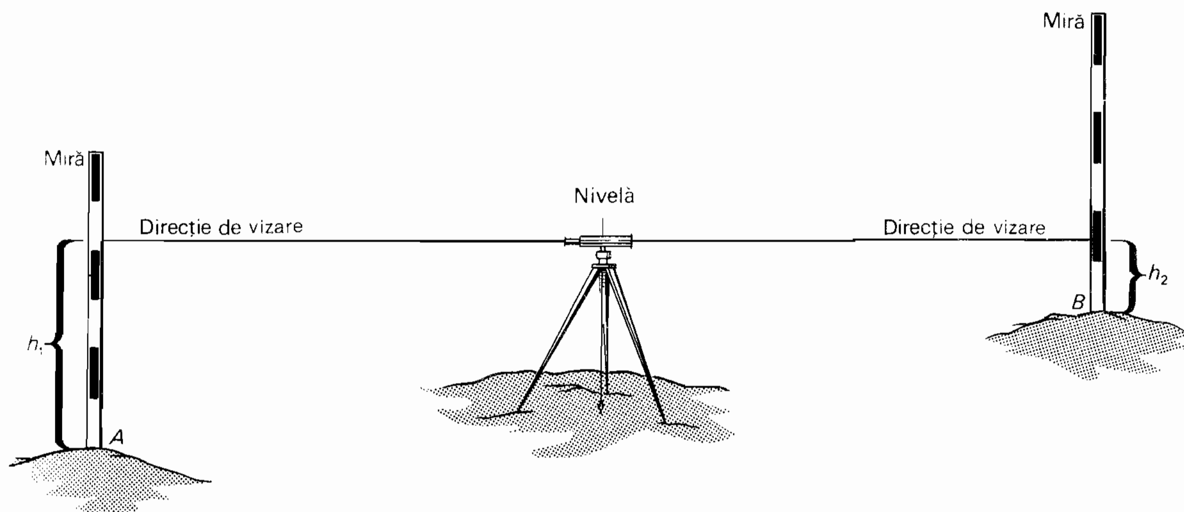


Fig. 3.2 Înălțimea h_1 citită întîi pe mira gradată în poziția *A* se adaugă cotei cunoscute a punctului *A* pentru a găsi cota instrumentului. Se citește apoi înălțimea h_2 și se scade din cota instrumentului pentru a afla cota punctului *B*.

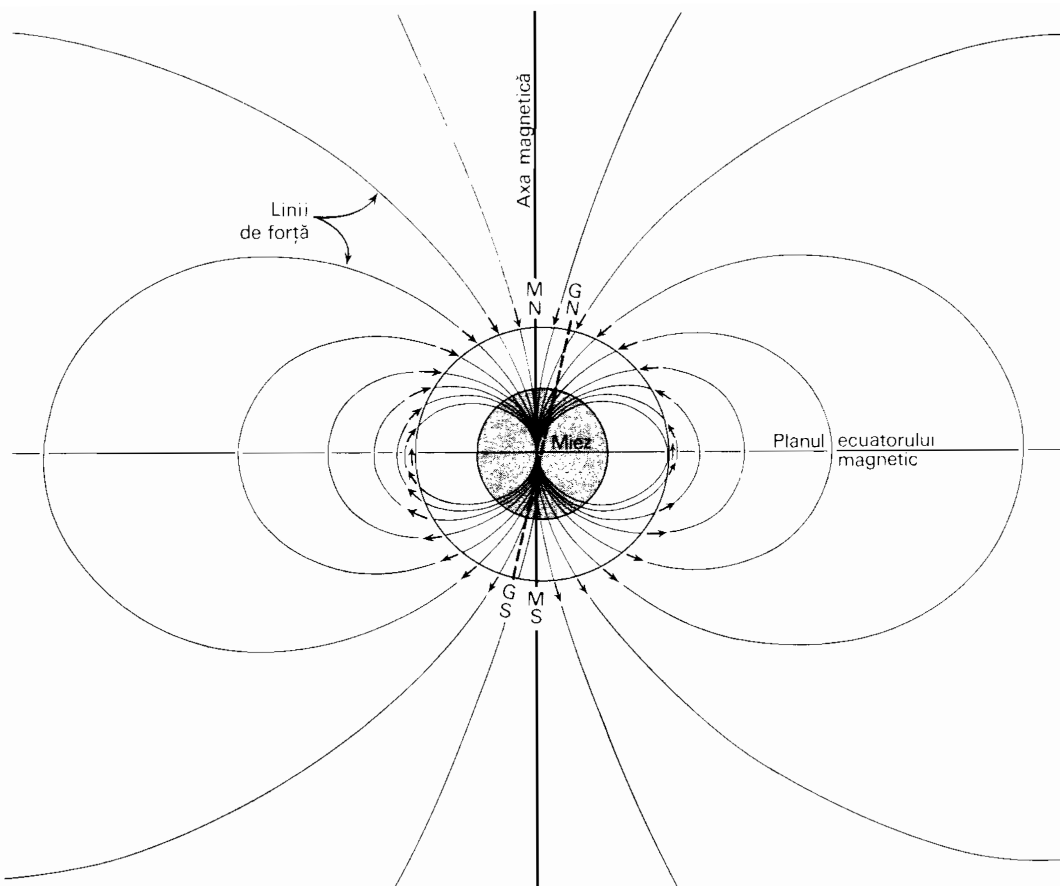


Fig. 3.3 Liniile de forță ale cîmpului magnetic terestru sînt prezentate schematic într-o secțiune transversală prin polii magnetici și geografici. Săgețile mici indică înclinarea liniilor de forță în anumite puncte de pe suprafața globului (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

soid. O a treia formă esențială de date necesare în vederea înregistrării informațiilor geografice și reprezentării lor pe hărți este direcția urmată de o linie între două puncte de pe elipsoid. Această direcție este indispensabilă în descrierea multor fenomene de geografie fizică, de exemplu orientarea lanțurilor de munți și a liniilor de coastă sau sensul de curgere al fluviilor și rîurilor, al curenților oceanici și al deplasării vînturilor.

Cel mai simplu și mai evident mod de indicare a direcției este măsurarea unghiului format de o linie dată cu un meridian geografic. Meridianele geografice definesc *nordul geografic*. Deoarece se poate trasa un meridian în orice punct de pe glob, direcția geografică poate fi stabilită pentru o linie pornind din orice punct de pe glob.

Direcția geografică este unghiul dintre un meridian și micul segment de cerc mare care intersectează meridianul. Pentru distanțe mici, de cîțiva kilometri, atît meridianul cît și segmentul de cerc mare pot fi considerate ca două linii drepte pe o suprafață plană. De fapt, ambele linii sînt curbe și urmează suprafața elipsoidului de referință (la drept vorbind, nici meridianul şi nici cercul mare nu sînt cercuri adevărate, ci au o formă ușor eliptică datorită turtirii elipsoidului).

Stabilirea direcției de mișcare a vînturilor sau a curenților oceanici, ca și stabilirea direcției unei linii date într-un punct dat, nu pun probleme deoarece măsurăm unghiul dintre meridian și un segment foarte scurt (infinit de scurt) al unui cerc mare. Totuși, dificultăți majore se nasc dacă vrem să stabilim direcția unui cerc mare între două puncte îndepărtate, de exemplu Portland (statul Oregon) și Cairo (Egipt) (vezi în fig. 2.11 arcul de cerc mare dintre aceste două orașe). Este imposibil să sta-

bilim o direcţie unică a acestei linii ortodromice în raport cu nordul geografic deoarece unghiul format de această linie cu seria de meridiane care o intersectează variază pretutindeni. Cu alte cuvinte direcţia unui cerc mare se schimbă necontenit. (Cercul mare este o linie cu direcţie constantă numai de-a lungul ecuatorului sau de-a lungul unui meridian.) O posibilitate de indicare a direcţiei oraşului Cairo faţă de Portland constă în determinarea liniei loxodromice, care are un unghi constant de intersecţie cu toate meridianele (vezi în fig. 2.17 această linie loxodromică pe proiecţia Mercator). În general nu este practic să utilizăm linia loxodromică ca bază în măsurarea direcţiei, deoarece ea nu este ruta cea mai directă între două puncte de pe suprafaţa Pămîntului.

Concluzia noastră în ceea ce priveşte determinarea direcţiei pe suprafaţa Pămîntului este deci că această operaţie trebuie să se limiteze în practică la distanţe foarte mici şi că îşi capătă utilitatea cea mai mare în indicarea direcţiei de mişcare a unui obiect sau a orientării unei linii într-un punct dat.

Cîmpul magnetic al Pămîntului

După intrarea ei în uz general ca instrument de navigaţie în secolul XIV, busola a devenit o unealtă indispensabilă a geografului. De atunci încoace busola este folosită în explorările şi cartările geografice pretutindeni în lume. Chiar şi astăzi acest instrument este de neînlocuit în ridicările topografice, în cartările la scară mare şi în orientarea celor care călătoresc pe jos sau folosesc mici nave şi avioane. Este deci util ca geograful să cunoască unele date privind cîmpul magnetic al Pămîntului şi modul de întrebuinţare a busolei.

Pămîntul poate fi imaginat ca o bară magnetică a cărei axă coincide aproximativ cu axa geografică terestră (fig. 3.3). Magnetismul este generat de miezul metalic al Pămîntului — un corp sferic central avînd diametrul de circa 1/2 din diametrul Pămîntului. Axa magnetică a Pămîntului este înclinată cu cîteva grade faţă de axa geografică. Datorită acestui fapt *polii magnetici* nu coincid cu polii geografici, iar *ecuatorul magnetic* nu coincide cu ecuatorul geografic al Pămîntului.

Liniile de forţă ale cîmpului magnetic terestru (fig. 3.3) străbat suprafaţa Pămîntului ieşind în spaţiul înconjurător. Acul busolei, care nu este altceva decît o bară magnetică fin echilibrată, se orientează într-o poziţie de repaus paralelă cu liniile de forţă. Deşi liniile de forţă sînt îndreptate în jos, spre interiorul Pămîntului, putem face ca acul să rămînă orizontal plasînd o contragreutate la unul din capetele lui. În modul acesta vîrful îndreptat spre nord al acului va indica direcţia generală a polului nord magnetic. Din cauza numeroaselor neregularităţi ale cîmpului magnetic, şi implicit ale configuraţiei liniilor de forţă, busola suferă o serie de abateri locale care pot fi corectate numai cu ajutorul unei hărţi de detaliu construită special în acest scop.

Principala cauză a incertitudinii în utilizarea busolei ca indicator de direcţie rezidă în diferenţa de poziţie dintre polul nord geografic şi polul nord magnetic. Polul nord magnetic este situat aproximativ la 70° latitudine nordică şi 100° longitudine vestică, în vecinătatea peninsulei Boothia şi a insulei Prince of Wales din teritoriile nord-vestice ale Canadei (vezi fig. 3.6). Polul sud magnetic se află în Antarctica, aproximativ la 68° latitudine sudică şi 143° longitudine estică. Amplasarea acestor doi poli variază necontenit, constituind o altă sursă de nesiguranţă în folosirea busolei.

Figura 3.4 arată că un cerc mare trasat prin *nordul magnetic* — direcţia luată de vîrful orientat spre nord al acului busolei — formează cu meridianul un unghi care indică *nordul adevărat* sau *nordul geografic*. În

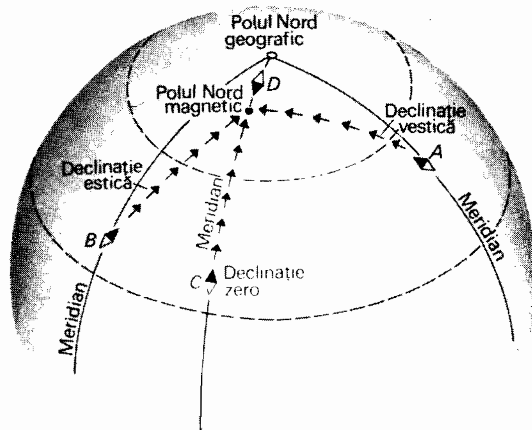


Fig. 3.4 Faptul că declinaţia este estică sau vestică depinde de poziţia pe glob a observatorului în raport cu polii nord magnetic şi geografic (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

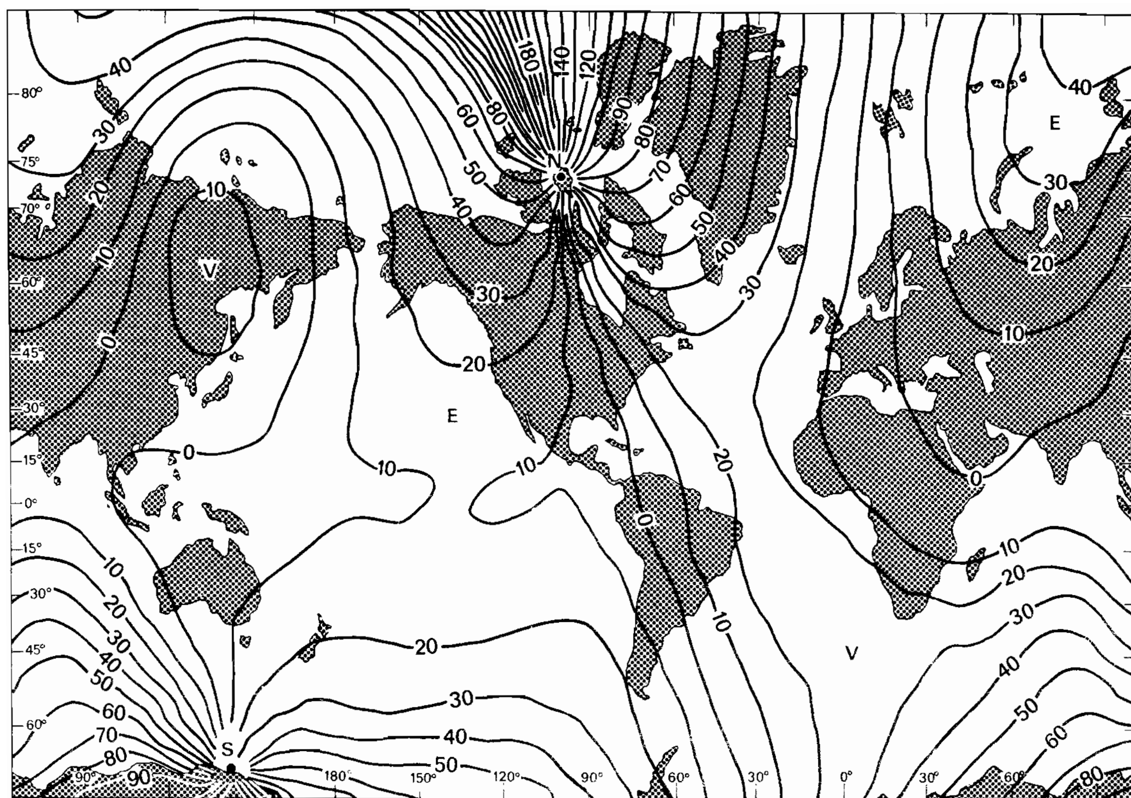


Fig. 3.5 Pe această hartă izogonică a lumii declinația este dată în intervale de 10 grade (după U.S. Navy Oceanographic Office, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

punctul *A* busola indică un unghi situat la vest de meridian; aici *declinația busolei* este numită *declinație vestică*. În punctul *B* declinația este estică. În punctul *C*, pe de altă parte, polul magnetic se află chiar pe meridianul punctului; nu există deci declinație, iar busola indică nordul adevărat. În poziția *D*, situată la mijlocul distanței dintre cei doi poli, busola indică sudul.

Trebuie să ținem seama de declinația busolei, adăugînd sau scăzînd numărul respectiv de grade de declinație din direcția magnetică indicată. Aceste date se obțin cu ajutorul unei *hărți izogonice*, pe care s-au trasat linii de declinație egală *(izogone)* (fig. 3.5). De reținut că pe hărțile marine declinația se numește *variația compasului*.

În figura 3.6 este prezentată în detaliu regiunea interesantă situată în jurul polului nord magnetic. Vom nota că, în limitele acestei hărți, declinația variază între 0° și 180°. Aproape de polii magnetici intensitatea orizontală a forței magnetice este foarte mică, făcînd inutilizabilă busola obișnuită de navigație. Acul magnetic echilibrat pe o axă orizontală se îndreaptă aici în jos, spre centrul Pămîntului (vezi fig. 3.3).

Pentru corecția busolei în vederea folosirii ei pe teren sau la citirea hărții putem recurge la harta izogonică detaliată a unei porțiuni din America de Nord (fig. 3.7). Linia de declinație zero *(curba agonică)* trece prin Lacul Superior și se îndreaptă spre sud, către coasta estică a Floridei.

Întrucît cîmpul magnetic al Pămîntului se deplasează lent dar necontenit, în aplicarea declinației trebuie introdusă o ușoară corecție. De exemplu, în zona orașului New York, valoarea declinației crește cu aproximativ trei minute de arc în fiecare an. Majoritatea hărților topografice la scară mare cuprind date marginale asupra declinației în anul publicării hărții și asupra mărimii și sensului variației anuale. Pentru a obține valoarea actuală a declinației este de ajuns să înmulțim corecția anuală cu numărul de ani scurși de la publicarea hărții.

Direcții și azimute

Pentru un scop anumit trebuie să stabilim un anumit sistem de indicare a direcției.

De pildă, atunci cînd folosim harta, este adesea nevoie să precizăm direcția unei șosele sau a unui curs de apă, sau să definim direcția necesară situării unui obiect față de un punct de referință cunoscut. În navigația aeriană și maritimă trebuie să precizăm direcția de la un punct la altul. Toate sistemele măsoară unghiul făcut de linia dată cu o linie nord-sud. Unitatea de măsurare unghiulară cel mai ades folosită în cartografie este *gradul* (360 grade formează un cerc complet), dar pentru aplicații speciale sînt uneori preferabile alte sisteme de măsurare a unghiurilor, cum ar fi miimea (într-un cerc complet sînt 6 400 *miimi*).

Se pot folosi două sisteme de indicare a direcției în raport cu nordul (fig. 3.8): *a*, *Direcțiile după cadranele busolei* sînt unghiuri măsurate de la nord sau sud spre est sau vest, în sensul cu deschidere mai mică

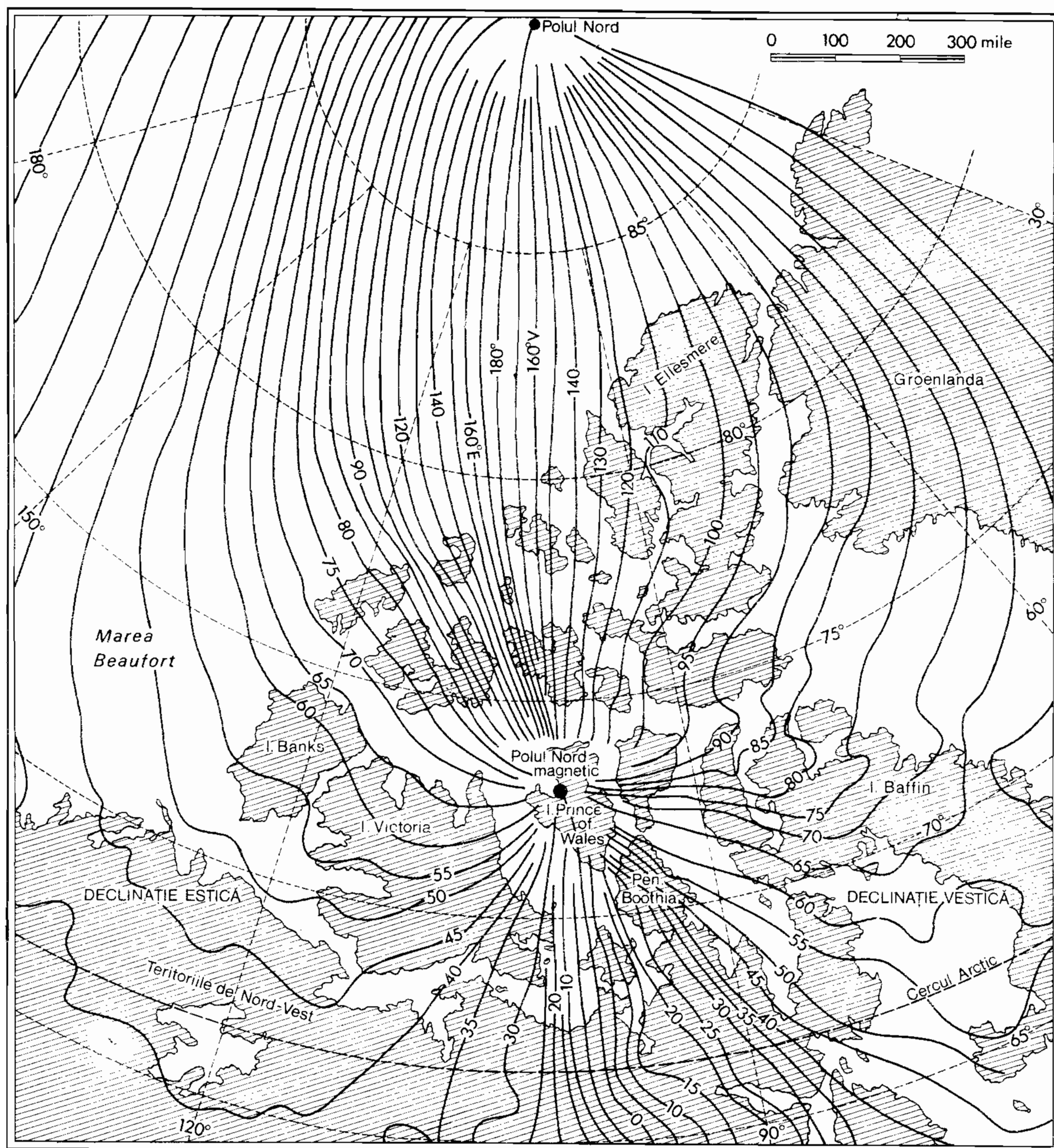


Fig. 3.6 Harta izogonică a regiunii polului magnetic septentrional pentru anul 1948 (după o hartă publicată de *Canada Department of Mines and Resources*).

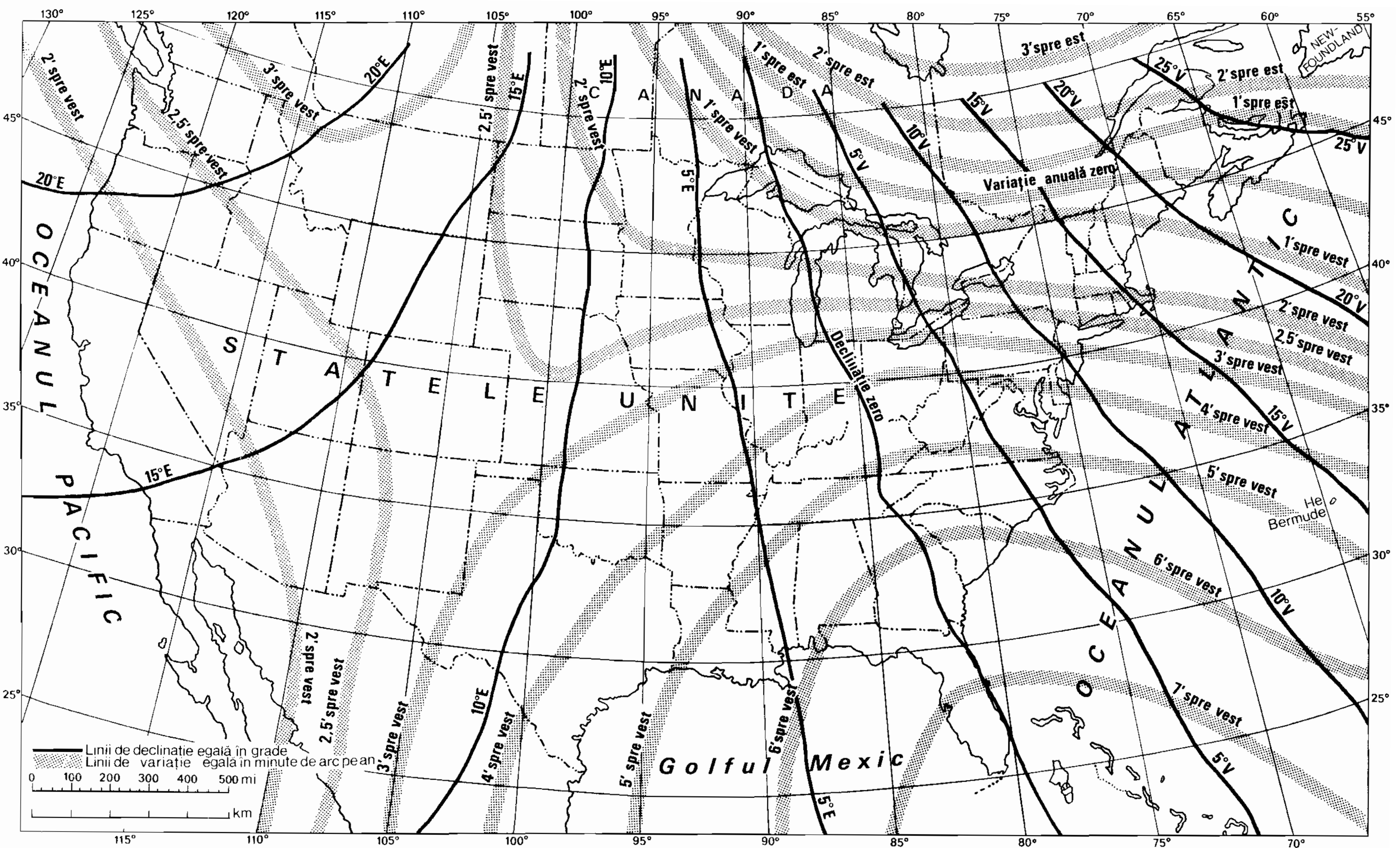


Fig. 3.7 **Harta izogonică a S.U.A. în anul 1965 (după *U.S. Coast and Geodetic Survey*).**

(vezi exemple în fig. 3.8, *A*). Direcţia de la un punct dat pînă la un obiect de pe hartă este indicată în felul următor: „N 49° E“ sau „S 70° V“. Toate direcţiile variază între 0° şi 90°. Direcţiile la busolă pot fi magnetice, în raport cu nordul magnetic, sau adevărate, în raport cu nordul geografic. Toate direcţiile sînt considerate a fi adevărate, afară de cazul cînd se precizează că sînt magnetice. Un dezavantaj al direcţiilor la cadranele busolei este faptul că acelaşi număr de grade se poate repeta pentru patru direcţii diferite, cîteodată pentru fiecare dintre cele patru combinaţii de nord sau sud, est sau vest, ceea ce poate da naştere unor erori sau confuzii; *b*, ***Azimutele*** sînt folosite de serviciile militare şi în navigaţia aeriană şi maritimă. Aşa cum se vede din figura 3.8, *B*, toate azimutele se citesc în sensul mişcării acelor de ceasornic, pornind de la nord; ele variază deci între 0° şi 360°. Nu există repetiţii de numere şi nu se folosesc cuvintele „nord“, „sud“, „est“ sau „vest“, ca în cazul sistemului de direcţii. Azimutele sînt de regulă măsurate fie de la nordul magnetic fie de la nordul adevărat, numindu-se respectiv *azimut magnetic* şi *azimut adevărat*. Pe hărţile de navigaţie aeriană se foloseşte *azimutul magnetic*. Pentru fiecare staţie de radioemisie nordul magnetic al staţiei constituie linia de referinţă.

Cunoscînd scara hărţii şi azimutele (sau direcţiile după cadranele busolei) putem defini poziţia oricărui obiectiv de pe hartă în raport cu un punct cunoscut: măsurăm distanţa dintre punctul cunoscut şi obiectiv cu ajutorul scării grafice; apoi citim azimutul sau direcţia liniei dintre cele două puncte folosind un raportor aşezat direct pe hartă. De exemplu, putem stabili că o fermă se află la 512 m depărtare de o intersecţie rutieră, de-a lungul unui azimut adevărat de 224°. Cu toate că acest sistem stabileşte precis amplasarea unui punct faţă de un alt punct, trebuie să descriem într-un mod oarecare şi amplasarea celui de al doilea punct. Ajungem astfel la studiul sistemelor de coordonate, care dau amplasarea absolută a punctelor de pe suprafaţa Pămîntului.

Sistemele de coordonate folosite pe hărţi

Un sistem de coordonate este orice sistem cu ajutorul căruia punctele de pe suprafaţa Pămîntului pot fi definite în raport cu o reţea prestabilită de linii ce se intersectează.

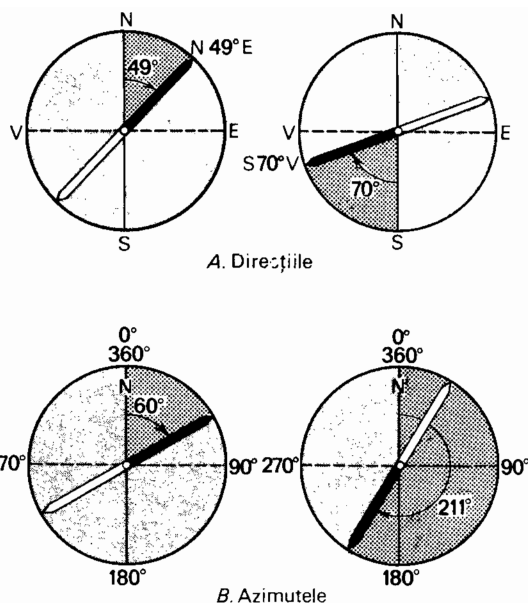


Fig. 3.8 Direcţiile se exprimă după cadranele busolei sau după azimute.

Cunoaştem deja sistemul de paralele şi meridiane folosit în întreaga lume, ca şi localizarea punctelor de pe suprafaţa Pămîntului cu ajutorul latitudinii şi longitudinii (cap. 1). Această reţea constituie cel mai comun sistem de coordonate aflat în uz general.

Reţeaua geografică

Adesea geograful, vorbind despre latitudinea şi longitudinea unui loc, le numeşte *coordonate geografice*, referindu-se la reţeaua de paralele şi meridiane de pe un glob sau de pe o hartă sub denumirea de *reţea geografică* (cap. 1). Cele mai cunoscute seturi de hărţi la scară mare folosesc reţeaua geografică pentru a preciza poziţia şi mărimea foilor individuale în cadrul unei serii. O foaie individuală (un patrulater) este mărginită în dreapta şi în stînga de meridiane, iar sus şi jos de paralele, aflate la distanţe specifice în minute sau grade. Foile individuale pot fi îmbinate, formînd grupuri unificate. Paralelele şi meridianele sînt de regulă indicate în colţurile hărţii. Adesea pe hartă se imprimă meridiane şi paralele suplimentare care subdivid aria în dreptunghiuri mai mici. Cînd liniile respective nu se tipăresc pe hartă, poziţiile lor sînt uneori indicate prin linioare la limitele hărţii, iar intersecţiile prin cruciuliţe în interiorul hărţii.

Atunci cînd folosim hărţi străine trebuie să ne luăm anumite precauţii. Deşi sistemul

de latitudine și longitudine bazat pe meridianul 0° de la Greenwich are o largă răspîndire, unele țări europene folosesc un meridian zero propriu, de pildă meridianul care trece prin observatorul astronomic al capitalei respective. Pe anumite hărți europene mai vechi, cum ar fi hărțile topografice germane la scara 1: 100 000, se folosește ca meridian zero *meridianul Ferro*. Acest meridian trece prin Ferro, insula cea mai vestică din grupul Canarelor, și are longitudinea de 17°14'V de Greenwich, fiind situat aproape exact la 20° vest de meridianul Parisului, pe care se bazează hărțile topografice franceze. Este deci recomandabil să stabilim sistemul folosit de o hartă străină înainte de a determina amplasarea punctelor cu ajutorul coordonatelor geografice.

Coordonate sferice și în plan

Coordonatele geografice pot fi considerate drept *coordonate sferice*, deoarece ele indică amplasarea punctelor pe o suprafață sferică (sau elipsoidală). Meridianele și paralelele nu sînt linii drepte egal distanțate pe glob și nici nu pot forma o rețea de acest fel pe proiecțiile cartografice. De aceea trebuie elaborat un sistem total diferit de *coordonate în plan*, care să ofere o rețea de linii drepte ce se intersectează în unghiuri drepte pe o hartă plană, în cadrul unei anumite proiecții cartografice. O rețea formată astfel se compune din pătrate adevărate pe hartă și este suprapusă rețelei geografice.

Sisteme de coordonate în plan au fost elaborate de statele din componența S.U.A., unele folosind proiecția transversală Mercator, iar altele pe baza proiecției conice conforme Lambert. Rețeaua este gradată în mii de picioare. Multe din hărțile topografice la scară mare publicate de Serviciul geologic al S.U.A. indică poziția liniilor de rețea de 10 000 picioare prin linioare la marginea hărții. Oricît de importante sînt aceste rețele pentru activitatea de ridicare și cartare, ele nu au mare utilitate pentru geograf. În locul lor, pe o largă gamă de scări ale hărților și amplasări geografice se utilizează pe plan mondial un sistem unic de *caroiaj militar* cu coordonate în plan.

Coordonatele caroiajului militar

Rețeaua militară folosește metrul ca unitate fundamentală de lungime, deși sistemele militare mai vechi întrebuințau iardul. Caroiajul este în esență o rețea de pătrate cu latura de 1 000 m fiecare. Numerele liniilor verticale ale rețelei cresc spre est, adică spre dreapta; numerele liniilor orizontale cresc spre nord, adică în sus. Pe majoritatea liniilor de caroiaj se tipăresc doar două cifre, cele care indică miile și zecile de mii. În cazul caroiajului de 1 000 m s-a renunțat la cele trei zerouri finale ca și la cifrele care indică sutele de mii și milioanele. Numerele complete sînt tipărite o singură dată lîngă colțul din stînga jos al hărții. Intervalul liniilor de caroiaj la 1 000 m se întrebuințează pe hărțile la scară mare (1: 100 000 sau mai mari), în timp ce pe hărțile la scară mai mică de 1: 100 000 se folosește un interval de 10 000 m.

În exprimarea coordonatelor rețelei se indică mai întîi numărul de metri spre est (spre dreapta), iar apoi numărul de metri spre nord (în sus), rezultînd astfel o regulă simplă: „citește spre dreapta și în sus“. Pentru a da coordonatele unui punct de pe hartă trebuie mai întîi să stabilim pătratul cu latura de 1 000 m în care se află punctul respectiv. Pătratele rețelei sînt indicate prin coordonatele colțurilor din stînga jos.

Zonele de caroiaj

Coordonatele de caroiaj ale suprafețelor mici se încadrează în anumite *zone de caroiaj*. Există un sistem internațional care stabilește zonele caroiajului militar pentru întregul glob. Între 80° latitudine sudică și 80° latitudine nordică se folosește *Sistemul de caroiaj universal transversal Mercator;* de la aceste latitudini spre poli se folosește *Sistemul de caroiaj universal polar stereografic*. Denumirile sistemelor provin din tipul de proiecție cartografică pe care se bazează (ambele proiecții sînt explicate în cap. 2).

Sistemul de caroiaj universal transversal Mercator (numit sistemul UTM) se compune din 60 zone de caroiaj, fiecare din ele lată de 6° de longitudine. De ambele părți ale zonei o fîșie de 0°,5 este prevăzută pentru suprapunere cu zonele învecinate. *Originea* zonei de caroiaj se află la intersecția meridianului central (care este o linie dreaptă orientată nord — sud) cu ecuatorul (care este o linie dreaptă orientată est—vest). Pentru ca toate distanțele spre est să crească spre dreapta pe întreaga zonă meridianul central a primit valoarea arbitrară de *500 000 metri est*. Ecuatorul a primit valoarea de *0 metri nord* ca linie de

referință pentru distanțele spre nord ale căror valori cresc în sus, spre paralela de 80°N. Pentru emisfera sudică ecuatorul a primit o valoare arbitrară a distanței spre nord de *10 milioane metri nord*, astfel încît distanțele spre nord încep de la valorile cele mai mici la 80°S și cresc spre nord, atingînd cifra de mai sus la ecuator.

Între liniile caroiajului și sistemul de paralele și meridiane în diferite porțiuni ale unei zone de caroiaj este o strînsă relație. Lîngă ecuator, ambele seturi de linii sînt aproximativ paralele între ele. Pe măsura creșterii latitudinii cele două seturi de linii diverg din ce în ce mai mult, deoarece meridianele sînt în convergență, pe cînd liniile de caroiaj rămîn echidistante. Zona de caroiaj se îngustează foarte mult, fiind mărginită de meridiane, ceea ce duce la definirea unui al doilea tip de declinație, *declinația rețelei* sau *a caroiajului* care este unghiul dintre *nordul hărții* (direcția luată de liniile de caroiaj verticale) și nordul adevărat (geografic). Declinația rețelei poate fi citită direct cu ajutorul unui raportor așezat pe unghiul format de linia de caroiaj și meridianul ce limitează harta. Unghiul dintre nordul rețelei (hărții) și nordul magnetic se numește *unghiul magnetic al hărții (GM)*. Hărțile militare la scară mare, de tipul celor publicate de Serviciul cartografic al armatei S.U.A., au pe marginea inferioară o diagramă care indică relațiile dintre cele trei norduri (fig. 3.9). De asemenea, pe o hartă militară pot apărea trei tipuri de azimut: azimutul rețelei (hărții) azimutul adevărat și azimutul magnetic (fig. 3.10).

Sistemul de caroiaj universal polar stereografic (numit sistemul UPS) se suprapune pe o proiecție stereografică polară în limitele cercului format de paralela 80° prevăzîndu-se în mod suplimentar 30′ latitudine pentru suprapunerea cu sistemul UTM. Liniile de caroiaj verticale sînt paralele cu meridianele de 0° și 180° longitudine; liniile de caroiaj orizontale sînt paralele cu meridianele de 90° E și 90° V. Deși originea acestei rețele o constituie polul, punctul respectiv a primit o distanță spre est și spre nord arbitrară de 2 milioane metri. Ca atare, declinația rețelei variază de la 0° la 180°, în funcție de amplasare.

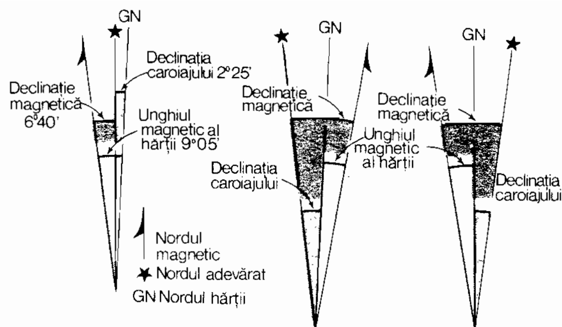


Fig. 3.9 Un simbol marginal special indică relațiile dintre cele trei feluri de nord.

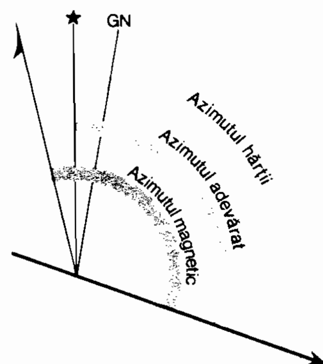


Fig. 3.10 Azimutul poate fi măsurat în raport cu trei feluri de nord.

Iluminarea globului terestru

DINTRE TOATE FENOMENELE ASTRONOMICE, acțiunea razelor Soarelui asupra Pămîntului este de cea mai mare importanță pentru om. Unghiul sub care aceste raze cad pe Pămînt la diferite latitudini și în diferite momente ale zilei și anului determină drumul aparent al Soarelui pe cer, lungimea zilei și a nopții, măsurarea timpului și succesiunea anotimpurilor. Schimbările sistematice survenite în cantitatea de energie solară pe care o primesc diferitele porțiuni ale planetei noastre în anumite momente exercită o influență fundamentală asupra temperaturii atmosferice, care, la rîndul său, are un efect major asupra variațiilor de presiune, sistemelor de vînturi, furtunilor și precipitațiilor, ca și asupra circulației oceanice, toate acestea la un loc alcătuind zonarea climatică a globului.

Este de la sine înțeles că specialistul în geografie fizică trebuie să cunoască pe deplin relațiile dintre Pămînt și Soare, înainte de a aborda problemele legate de vreme și climă. Deoarece Pămîntul se rotește în jurul axei sale, care este înclinată, și în același timp urmează o orbită în jurul Soarelui, aceste relații sînt adesea greu de înțeles. Trebuie să învățăm să gîndim tridimensional, să privim Pămîntul din diferite puncte situate în spațiu și apoi să ne imaginăm aceleași situații așa cum ele ar apărea unui observator situat în diferite puncte de pe Pămînt.

Mișcarea de rotație a Pămîntului

Învîrtirea Pămîntului în jurul axei sale polare se numește *rotație*. Perioada de rotație, adică timpul necesar pentru ca Pămîntul să se învîrtească cu 360°, este de 23^h, 56^m, $4{,}09^s$. Motivul pentru care această perioadă nu are exact 24 de ore este explicat în capitolul 5. Aici vom spune doar că această perioadă de $23^h\ 56^m\ 4{,}09^s$, numită *zi siderală*, este determinată după stele, pe cînd perioada de 24 de ore este durata medie a unei rotații complete în raport cu Soarele. În studierea relațiilor Pămînt-Soare se folosește perioada de rotație de 24 ore.

Sensul rotației poate fi determinat pe baza uneia dintre următoarele reguli: *a*, dacă ne imaginăm că privim de sus Pămîntul uitîndu-ne spre Polul Nord, sensul de rotație este contrar mișcării acelor de ceasornic; *b*, dacă punem degetul pe un punct situat lîngă ecuatorul globului și împingem spre

est, globul se va roti în direcția corectă (fig. 4.1), ceea ce explică expresia curentă „rotația spre est a Pămîntului"; *c*, sensul rotației Pămîntului este invers celui de mișcare aparentă a Soarelui, Lunii și stelelor. Deoarece aceste corpuri par să se deplaseze spre vest pe bolta cerească, aceasta înseamnă că Pămîntul se rotește către est. Deși stabilirea sensului de rotație a Pămîntului poate părea simplă și evidentă, ea pune adesea probleme dificile și, dacă nu este determinată corect, poate stînjeni calcularea relațiilor de timp și iluminare pe globul terestru.

Viteza de rotație, definită ca viteza cu care un punct de pe suprafața terestră se deplasează pe o orbită circulară numai în virtutea mișcării de rotație, poate fi calculată cu ușurință împărțind lungimea paralelei la latitudinea respectivă cu 24, adică perioada aproximativă de rotație. Astfel, la ecuator, unde circumferința este de circa 40 000 km, viteza unui obiect de pe suprafață este de circa 1 700 km pe oră. În dreptul paralelei de 60° viteza scade la jumătate, adică 850 km pe oră. La poli viteza este, desigur, nulă. Noi nu ne dăm seama de această mișcare, deoarece rotația se efectuează cu o viteză aproape perfect constantă.

Ca urmare a descreșterii vitezei de rotație odată cu creșterea latitudinii, iau naștere două importante fenomene fizice. Primul, apare dacă ținem cont de *forța centrifugă* generată de rotația Pămîntului, care creează o ușoară tendință a obiectelor de pe suprafață de a cădea în spațiu. Întrucît forța gravitației este de 289 de ori mai mare decît forța centrifugă la ecuator, obiectele nu pot părăsi suprafața, dar greutatea lor se reduce într-o oarecare măsură. Lîngă ecuator, unde forța centrifugă are valoarea maximă, efectul acesta este cel mai pronunțat. De exemplu, un obiect care ar cîntări la ecuator 289 de livre dacă Pămîntul nu s-ar roti, cîntărește în realitate 1 livră mai puțin (1 livră engleză = 453,592g).

Un alt efect al scăderii vitezei de rotație cu creșterea latitudinii este faptul că obiectele aflate în mișcare sînt deviate ușor spre stînga sau spre dreapta. Acest efect va fi discutat mai pe larg în legătură cu sistemele de vînturi ale Pămîntului.

Cît de constantă este viteza de rotație a Pămîntului? Se reduce ea oare cu timpul? Astronomii au calculat că lungimea zilei ar trebui să crească cu circa 0,0016 secunde

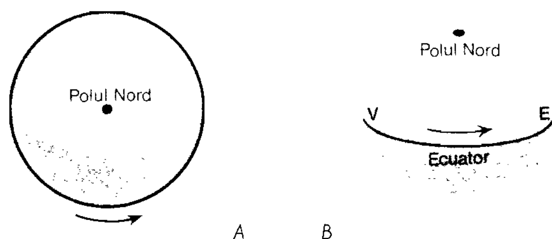


Fig. 4.1 Rotația Pămîntului poate fi considerată ca efectuîndu-se în sens contrar acelor de ceasornic dacă se privește dinspre Polul Nord și spre est dacă se privește ecuatorul.

la fiecare secol, datorită acțiunii de frînare a mareelor. Această valoare neînsemnată poate fi neglijată în geografia fizică. Putem deci porni de la premisa că rotația Pămîntului în raport cu stelele oferă un orologiu aproape perfect. Alte variații extrem de mici, atît sezoniere, cît și neregulate, pot de asemenea fi observate în perioada de rotație a Pămîntului, dar nici acestea nu prezintă mare importanță.

Demonstrarea mișcării de rotație a Pămîntului; experiența lui Foucault

Cele cîteva moduri de a demonstra rotația Pămîntului depășesc cadrul geografiei fizice, dar unul dintre ele, *experiența lui Foucault*, este atît de remarcabil încît merită să fie prezentat aici. Iată descrierea lui:* „În 1851 un fizician francez, Léon Foucault, a suspendat sub bolta Pantheonului din Paris, o bilă grea de fier cu ajutorul unui cablu lung de 200 de picioare. La partea inferioară a bilei a fost fixat un ac, astfel încît, oscilînd, bila trasa o ușoară urmă pe stratul de nisip așezat sub ea. Acestui lung pendul i s-a imprimat cu multă atenție o mișcare oscilatorie și s-a constatat că urma de pe nisip se deplasa treptat către dreapta (vezi fig. 4.2). Aceasta însemna că ori pendulul își schimba planul de oscilație, ori clădirea se rotea treptat. Experimentînd cu o bilă suspendată de o riglă vom constata cu ușurință că dacă schimbăm poziția riglei aceasta nu va duce la o schimbare a planului de oscilație a pendulului. Dacă pendulul oscilează pe direcția nord—sud, rigla poate efectua un cerc întreg fără ca direcția oscilației să se schimbe. Dacă la Polul Nord un pendul ar fi pus în oscilație pe direcția unei aceleiași stele fixe, să zicem Arcturus,

* W. E. Johnson, *Mathematical Geography*, American Book Co., New York 1907, pp. 54—57.

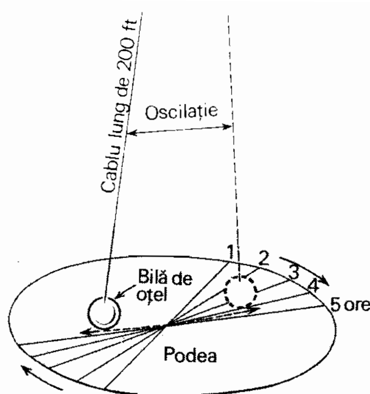


Fig. 4.2 Experiența cu pendulul lui Foucault demonstrează mișcarea de rotație a Pămîntului.

pendulul ar continua să oscileze către această stea deși Pămîntul face o rotație completă în decurs de o zi. Nu am putea observa rotația Pămîntului, ci pendulul ar părea să devieze spre dreapta, în sensul mișcării acelor de ceasornic.

La prima vedere s-ar putea crede că podeaua execută o rotație completă sub pendul în timpul unei zile, indiferent de latitudine. Vom observa totuși că numai la pol Pămîntul face într-o zi o rotație completă sub pendul, ceea ce înseamnă o deviere de 15° pe oră. La ecuator pendulul nu va indica nici o deviere, iar la latitudini diferite mărimea devierii variază".

Tabelul 4.1 indică variația orară a direcției de oscilație a pendulului și timpul total necesar pentru ca direcția de oscilație să varieze cu 360°.

Pentru cei care au noțiuni elementare de trigonometrie putem explica că valoarea rotației direcției de oscilație a pendulului variază cu sinusul latitudinii și se poate calcula folosind formula:

$d = 15 \sin L$

în care d = numărul de grade al variației orare și L = latitudinea.

O altă dovadă a rotației Pămîntului o găsim în forma elipsoidală turtită a Pămîntului. Pentru a explica bombarea la ecuator și scurtarea axei polare trebuie să recurgem la forța centrifugă generată de rotația Pămîntului în jurul unei axe.

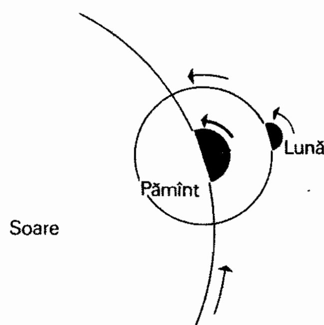


Fig. 4.3 Dacă este privit dintr-un punct situat deasupra Polului Nord, Pămîntul efectuează mișcarea de rotație și de revoluție în sens contrar mișcării acelor de ceasornic.

TABELUL 4.1

Latitudine	Variația orară în direcția pendulului (grade)	Timpul total necesar unei schimbări a direcției cu 360° (ore)
0°	—	—
5	1°31′	275
10	2°60′	138
15	3°88′	93
20	5°13′	70
25	6°34′	57
30	7°50′	48
35	8°60′	42
40	9°64′	37
45	10°61′	34
50	11°49′	31
55	12°29′	29
60	12°99′	28
65	13°59′	26,5
70	14°10′	25,6
75	14°49	24,9
80	14°77′	24,5
85	14°94	24,1
90	15°00′	24,0

Mișcarea de revoluție a Pămîntului

Mișcarea Pămîntului pe orbita sa în jurul Soarelui se numește *revoluție*. Atît termenul de „rotație", cît și cel de „revoluție" trebuie să fie folosiți corect, neputînd fi schimbați între ei. Perioada de revoluție, anul, este timpul necesar Pămîntului pentru a face un circuit complet în jurul Soarelui. Această perioadă poate fi măsurată în diferite moduri. De exemplu, timpul necesar pentru ca Pămîntul să revină într-un punct dat de pe orbita sa în raport cu stelele fixe se numește *an sideral*. Perioada de timp dintre două echinocții de primăvară constituie *anul tropic*, lung de 365 zile, 5 ore, 48 minute și 45,68 secunde, adică aproxi-

mativ 365 1/4 zile. La fiecare patru ani diferența de un sfert de zi dintre anul tropic și anul calendaristic de 365 zile formează aproape o zi întreagă. Adăugînd a 29-a zi lunii februarie în fiecare an bisect putem corecta calendarul în raport cu anul tropic. Pentru îmbunătățirea acestui sistem sînt necesare și alte cîteva corecții minore, dar ele depășesc cadrul prezentei discuții.

Pe orbita sa Pămîntul se deplasează astfel încît dacă l-am privi din spațiu uitîndu-ne spre Polul Nord l-am vedea mișcîndu-se în jurul Soarelui în sens contrar acelor de ceasornic (fig. 4.3). Cu această ocazie trebuie să subliniem că aproape toate planetele sistemului nostru solar, ca și sateliții lor, au același sens de rotație și de revoluție, fapt din care putem deduce că aceste mișcări le-au fost imprimate în perioada inițială de formare a acestora.

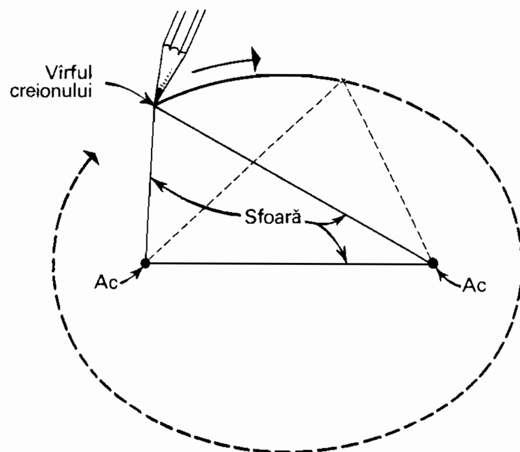


Fig. 4.4 O elipsă este ușor de construit.

Orbita Pămîntului

Orbita Pămîntului este mai degrabă o elipsă decît un cerc, deși *elipticitatea*, adică gradul de turtire a acestei elipse, este foarte mică. Soarele se află într-unul din *focarele* elipsei. Pentru a construi o elipsă avem nevoie de o planșetă de desen, două ace sau pioneze, o bucată de sfoară sau ață și un creion, așa cum se vede în figura 4.4. Sfoara este prinsă de planșetă cu cele două ace și ghidează vîrful creionului. În felul acesta suma distanțelor de la vîrful creionului la fiecare ac rămîne constantă. Acele sînt înfipte în *focarele* elipsei. Cele două focare se află pe o linie care constituie diametrul maxim al elipsei și se numește *axa mare*. Diametrul minim, perpendicular pe axa mare, se numește *axa mică*. Mărimea elipsei depinde de lungimea sforii, iar elipticitatea de distanța dintre focare.

Periheliu și afeliu

Distanța medie dintre Pămînt și Soare este de circa 150 000 000 km, dar din cauza elipticității orbitei ea poate varia cu 2 400 000 km în plus sau în minus față de această valoare (fig. 4.5). Distanța este minimă (aproximativ 147 000 000 km) în jurul datei de 3 ianuarie, cînd Pămîntul se află la *periheliu*. În jurul datei de 4 iulie Pămîntul se află la cea mai mare distanță de Soare, adică la *afeliu* — 152 000 000 km.

Aceste variații ale distanței provoacă unele modificări în cantitatea de energie solară primită de Pămînt, dar nu ele sînt cauza anotimpurilor de vară și iarnă. Faptul este evident deoarece periheliul, momentul cînd Pămîntul ar trebui să primească cea mai mare cantitate de căldură, cade în epoca cea mai rece a anului pe emisfera nordică. Mai mult, anotimpuri opuse există simultan pe cele două emisfere, ceea ce ne arată că trebuie să căutăm o altă cauză. Este posibil totuși ca, dacă toate celelalte condiții sînt egale, verile și iernile să fie ușor intensificate în emisfera sudică și ușor moderate în cea nordică ca rezultat al situației momentelor periheliului și afeliului față de anotimpurile de vară și iarnă.

Viteza medie a Pămîntului pe orbita sa este de circa 107 000 km pe oră, variind însă în funcție de poziția sa pe orbită.

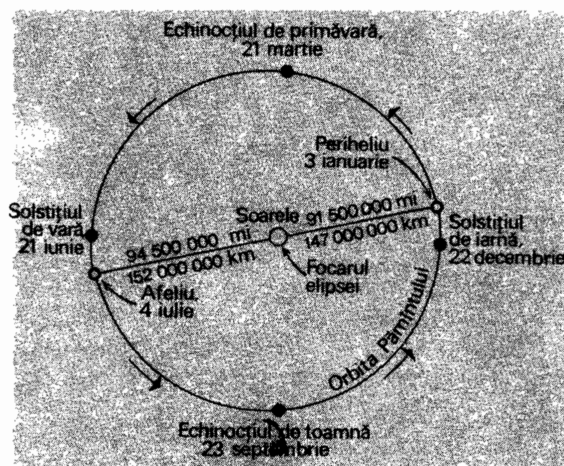


Fig. 4.5 Orbita Pămîntului este o elipsă cu Soarele într-unul din focare.

Viteza este maximă la periheliu şi minimă la afeliu. Cauza şi însemnătatea acestei variaţii vor fi discutate în capitolul 5.

Înclinaţia axei terestre

Majoritatea globurilor se rotesc în jurul axei lor polare fixată într-o poziţie oblică. Ne-am obişnuit atît de mult să vedem Pămîntul reprezentat în acest mod încît un glob cu axa verticală ne-ar părea nefiresc. Pentru globurile înclinate planul în care se află orbita Pămîntului şi Soarele, *planul eclipticei*, este imaginat în poziţie orizontală, trecînd prin centrul globului (fig. 4.6). Linia de intersecţie a planului eclipticei cu globul constituie un cerc mare. Cele mai multe globuri au trasate pe ele *cercul ecliptic*. Vom observa că acesta traversează ecuatorul în puncte opuse (conform regulii că cercurile mari care se intersectează se divid reciproc în părţi egale), ajungînd pînă la $23^1/_2°$ latitudine nordică şi $23^1/_2°$ latitudine sudică. Dacă rotim globul încet vom găsi o poziţie în care cercul ecliptic se află în plan orizontal paralel cu suprafaţa mesei. În această poziţie putem folosi globul pentru a ilustra afirmaţia că planul ecuatorului este înclinat cu $23^1/_2°$ faţă de planul eclipticei. Mai exact, acest unghi este de 23°27′, dar diferenţa pînă la $23^1/_2°$ poate fi neglijată. Axa Pămîntului face un unghi de $66^1/_2°$ cu planul eclipticei şi este înclinată cu $23^1/_2°$ faţă de o linie perpendiculară pe acest plan. Nici un alt factor individual legat de relaţiile dintre Pămînt şi Soare nu este atît de important ca înclinaţia axei terestre.

Deşi se află întotdeauna la un unghi de $66^1/_2°$ faţă de planul eclipticei, axa terestră îşi păstrează o orientare fixă în raport cu stelele *. Axa Pămîntului rămîne îndreptată spre acelaşi punct de pe bolta cerească, în timp ce străbate drumul său anual în jurul Soarelui. Pentru a vizualiza această mişcare vom orienta globul astfel încît axa să rămînă permanent înclinată cu $66^1/_2°$ faţă de orizontală şi vom deplasa globul pe un mic cerc orizontal, care reprezintă orbita, menţinînd tot timpul axa îndreptată spre acelaşi punct de pe tavan.

Ca o consecinţă directă a faptelor (1) că axa terestră menţine un unghi fix cu planul eclipticei şi (2) că axa este permanent îndreptată spre acelaşi punct de pe boltă, vom observa că într-un anumit punct al orbitei axa este înclinată spre Soare, că la punctul opus de pe orbită axa este înclinată în partea

* Această afirmaţie nu ţine seama de mişcarea de precesie a axei şi de alte devieri ale axei.

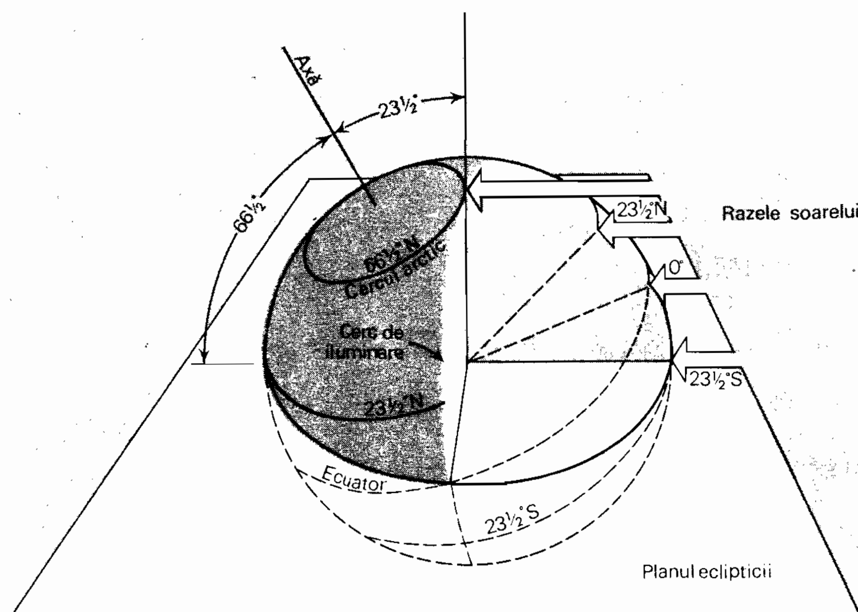


Fig. 4.6 Axa terestră se menţine înclinată cu $66^1/_2°$ faţă de planul orbitei Pămîntului (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

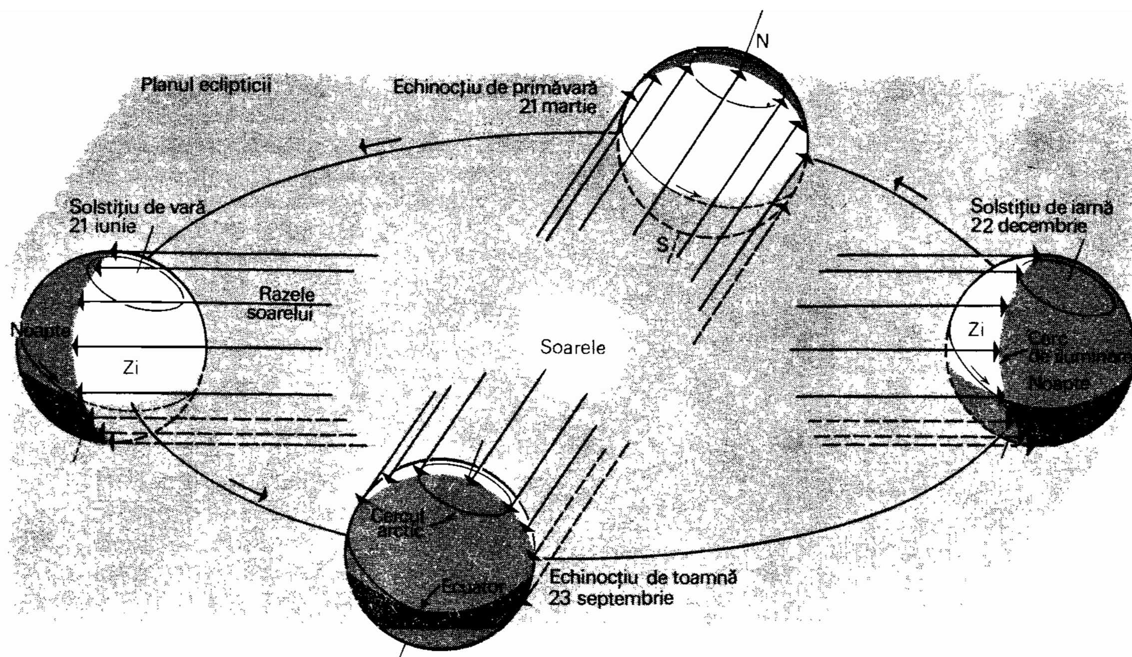


Fig. 4.7 Anotimpurile rezultă din faptul că axa înclinată a Pămîntului își menține constantă orientarea în spațiu pe durata revoluției în jurul Soarelui.

opusă Soarelui și că în cele două puncte intermediare axa nu este înclinată nici spre Soare nici în partea opusă lui (fig. 4.7). Și acum un glob sau, mai bine, patru globuri, ne pot ajuta să înțelegem fenomenul. Cele patru poziții critice vor fi discutate în amănunt.

Solstiții și echinocții

La 21 sau 22 iunie Pămîntul este situat pe orbita sa astfel încît capătul de la Polul Nord al axei este înclinat spre Soare cu unghiul maxim de $23^1/_2°$. Emisfera nordică este mai aproape de Soare, iar cea sudică este mai departe. Această poziție se numește *solstițiul de vară*. Șase luni mai tîrziu, la 21 sau 22 decembrie, Soarele se află într-o poziție similară în partea opusă a orbitei sale. În acest moment, denumit *solstițiul de iarnă*, axa din nou are înclinația maximă față de o linie trasată spre Soare, dar acum emisfera sudică este cea îndreptată spre Soare.

La mijlocul perioadelor dintre solstiții au loc echinocțiile, cînd axa Pămîntului face un unghi de 90° cu linia trasată spre Soare și cînd nici unul dintre poli nu este înclinat spre Soare. *Echinocțiul de primăvară* se produce la 20 sau 21 martie, iar *echinocțiul de toamnă* la 22 sau 23 septembrie *. Situațiile sînt identice la cele două echinocții în ceea ce privește raportul Pămînt-Soare; în timpul celor două solstiții situațiile sînt exact inverse. Din acest motiv solstițiile trebuie discutate separat, în timp ce echinocțiile pot fi tratate împreună.

* Momentul exact al solstițiilor și al echinocțiilor poate cădea în două zile calendaristice din cauza diferenței de 1/4 zile dintre anul tropic și cel calendaristic, care formează o zi întreagă la fiecare patru ani și se adaugă ca atare în anii bisecți.

Solstițiul de iarnă

Situația la solstițiul de iarnă (21 sau 22 decembrie) poate fi cel mai bine studiată cu ajutorul figurilor. Figura 4.8 este o reprezentare în secțiune transversală care ne arată unghiul de cădere a razelor solare pe Pămînt. De reținut că termenul „iarnă" se aplică numai emisferei nordice, căci emisfera sudică se află în anotimpul de vară.

Cercul mare care marchează limita dintre jumătatea luminată și cea umbrită a Pămîntului se numește *cerc de iluminare*. La solstițiul de iarnă el împarte toate paralelele pe care le intersectează (cu excepția ecuatorului) în porțiuni inegale. Cercul de iluminare este tangent la *Cercul arctic* ($66^1/_2°$ latitudine nordică) și la *Cercul antarctic* ($66^1/_2°$ latitudine sudică). Acesta este motivul pentru care cele două paralele au primit denumiri speciale pe glob. Cercul de iluminare divide ecuatorul în două părți egale, conform legii că două cercuri mari ce se intersectează se împart reciproc în două părți egale.

Din cauza poziției cercului mare la solstițiul de iarnă ziua și noaptea sînt inegale ca

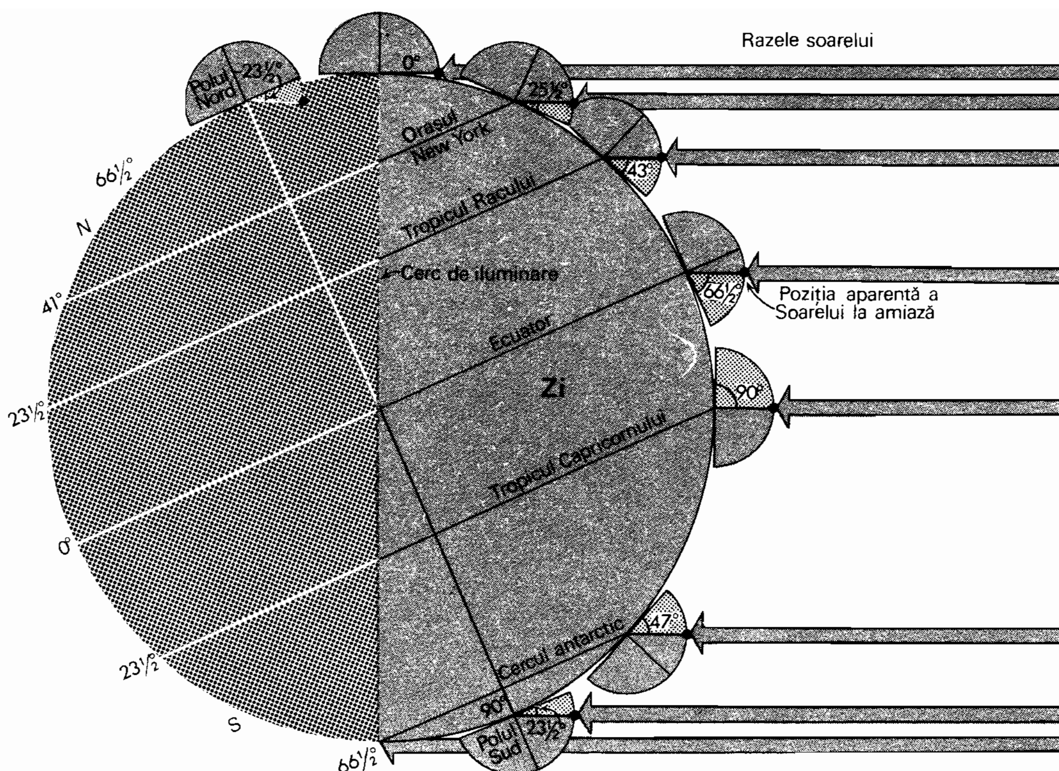


Fig. 4.8 Solstițiul de iarnă (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc. New York, 1963).

lungime pe cea mai mare parte a globului. Această inegalitate poate fi apreciată din figura 4.8 dacă observăm ce porțiuni dintr-o anumită paralelă se află de ambele laturi ale cercului de iluminare. Subliniem în continuare, cîteva fapte evidente:

a) În emisfera nordică noaptea este mai lungă decît ziua;

b) În emisfera sudică ziua este mai lungă decît noaptea;

c) Inegalitatea dintre zi și noapte crește de la ecuator spre poli;

d) La latitudini corespunzătoare spre nord și spre sud de ecuator lungimile relative ale zilei și nopții sînt în relație exact inversă;

e) Între Cercul arctic ($66^1/_2$° N) și Polul Nord noaptea ocupă întreaga perioadă de 24 de ore *. Din observarea atentă a figurii 4.8 reiese clar acest fapt, întreaga regiune polară aflîndu-se situată la nord de Cercul arctic în partea umbrită a cercului de iluminare; ea nu va putea fi expusă razelor solare chiar dacă Pămîntul se rotește cu 360°;

f) Între Cercul antarctic ($66^1/_2$° S) și Polul Sud ziua ocupă întreaga perioadă de 24 de ore deoarece rotația Pămîntului nu poate aduce nici o porțiune din această zonă în regiunea umbrită.

* Această afirmație nu ține seama de crepuscul care oferă o iluminare apreciabilă lîngă Cercul arctic.

Înălțimea Soarelui la amiază, la solstițiul de iarnă

La un moment dat toate locurile de pe Pămînt unde Soarele se află în punctul cel mai înalt pe bolta cerească se găsesc pe același meridian. Astfel, amiaza se produce simultan în toate punctele ce au aceeași longitudine, din acest motiv amiaza fiind frecvent denumită *trecerea Soarelui la meridian.* Unghiul vertical al Soarelui deasupra orizontului la amiază poartă numele de *înălțimea Soarelui.* Din figura 4.8 putem determina înălțimea Soarelui măsurînd unghiul dintre o rază solară și o linie tangentă la glob la o anumită latitudine. Deși suprafața terestră este curbă, lumea aparentă în care trăim noi, niște ființe neînsemnate, este o lume plană. Între limitele cîmpului vizual orizontul pare a se constitui ca un cerc pe o suprafață plană. Iată de ce putem folosi o

dreaptă tangentă atunci cînd măsurăm unghiul pe diagramă. Semnificative sînt următoarele latitudini și înălțimi ale Soarelui.

a) La $23^1/_2°$ latitudine sudică razele Soarelui la amiază cad pe Pămînt sub un unghi de 90° deasupra orizontului. Soarele se află deci exact în centrul boltei cerești, la *zenit.* Paralela de $23^1/_2°$S a fost denumită *Tropicul Capricornului* * și este cea mai sudică paralelă pe care razele solare pot cădea vertical. Latitudinea la care razele Soarelui cad sub un unghi de 90° este identică ca valoare cu ceea ce se numește *declinația Soarelui.* Astfel, la solstițiul de iarnă, declinația Soarelui este de $23^1/_2°$ S.

b) La ecuator înălțimea Soarelui la amiază este de $66^1/_2°$ deasupra orizontului sudic. Observăm că această înălțime a Soarelui este egală cu 90° minus $23^1/_2°$;

c) La Cercul arctic ($66^1/_2°$N) Soarele la amiază se află exact pe orizont;

d) La Cercul antarctic ($66^1/_2°$S) Soarele la amiază are o înălțime de 47° deasupra orizontului nordic;

e) La Polul Sud Soarele la amiază are o înălțime de $23^1/_2°$ deasupra orizontului.

Analiza atentă a diferitelor valori ale înălțimii Soarelui menționate mai sus ne va arăta existența unei relații sistematice între latitudine și altitudinea Soarelui la amiază. Regula generală, care se aplică în orice moment al anului și la orice latitudine, poate fi formulată după cum urmează: *înălțimea Soarelui la amiază într-un anumit loc este egală cu 90° minus arcul de meridian dintre locul respectiv și paralela la care razele Soarelui cad vertical.*

Folosind această regulă trebuie să acordăm mare atenție determinării corecte a numărului real de grade de arc ce separă punctul respectiv de paralela pe care razele Soarelui cad vertical. Această metodă poate servi la determinarea înălțimii Soarelui la amiază, la Tropicul Capricornului, la ecuator, la Cercul arctic, la Cercul antarctic și la Polul Sud, verificînd apoi soluțiile cu ajutorul valorilor date mai sus pentru respectivele latitudini. Un mic glob se va dovedi util în rezolvarea problemelor legate de înălțimea Soarelui la amiază. Mai întîi determinăm paralela de latitudine ce reprezintă declinația Soarelui, după care măsurăm arcul spre nord sau spre sud pînă la punctul în chestiune.

* Denumirea se datorește faptului că în antichitate Soarele se afla în constelația Capricornului la data solstițiului de iarnă.

Drumul Soarelui pe cer la solstițiul de iarnă

Figura 4.9 ilustrează, pentru diferite latitudini, drumul Soarelui pe cer la solstițiul de iarnă. Orizontul este reprezentat ca un cerc situat în planul orizontal, iar cerul apare sub forma unei bolți emisferice. Soarele parcurge zilnic un cerc complet pe sfera cerească. În anumite momente, de exemplu la echinocții, aceste rute circulare sînt cercuri mari pe sfera cerească; în restul anului ele sînt cercuri mici.

O regulă generală privind drumul Soarelui pe cer este valabilă pentru toate latitudinile în orice moment al anului: *planul traiectoriei Soarelui face totdeauna cu planul orizontului un unghi egal cu 90° minus latitudinea.* Recurgînd la diagramele din figura 4.9, observăm că la poli drumul Soarelui se află într-un plan paralel cu planul orizontului, deoarece latitudinea polilor, 90° N și S, scăzută din 90° dă o valoare nulă. La ecuator drumul Soarelui se află totdeauna într-un plan perpendicular pe planul orizontului, deoarece latitudinea, 0° scăzută din 90° dă un rezultat de 90°. Nu trebuie totuși să confundăm acest unghi cu înălțimea Soarelui la amiază, care se măsoară din punctul central al cercului orizontului. Cele două unghiuri sînt identice numai la echinocții.

Solstițiile la poli

La poli drumul Soarelui pe cer ia aspectul cel mai neobișnuit, în comparație cu toate celelalte puncte de pe Pămînt (fig. 4.9). Aici Soarele nu urmează o rută înclinată față de orizont, așa cum se întîmplă la alte latitudini. El parcurge un cerc orizontal, rămînînd paralel cu orizontul pe toată durata zilei. De fapt, această traiectorie este o spirală, dar o spirală atît de strînsă încît nu poate fi detectată prin observații obișnuite. La solstițiul din decembrie Soarele rămîne la Polul Nord cu $23^1/_2°$ sub orizont pe tot timpul zilei, în timp ce la Polul Sud el se află permanent cu $23^1/_2°$ deasupra orizontului. La Polul Sud n-am avea nici o cale naturală de determinare a momentului amiezii, deoarece înălțimea Soarelui rămîne aceeași. Mai mult, toate meridianele converg într-un punct la pol, astfel încît n-am putea determina timpul după vreun meridian local.

O altă curiozitate este faptul că umbra obiectelor se îndreaptă totdeauna exact spre

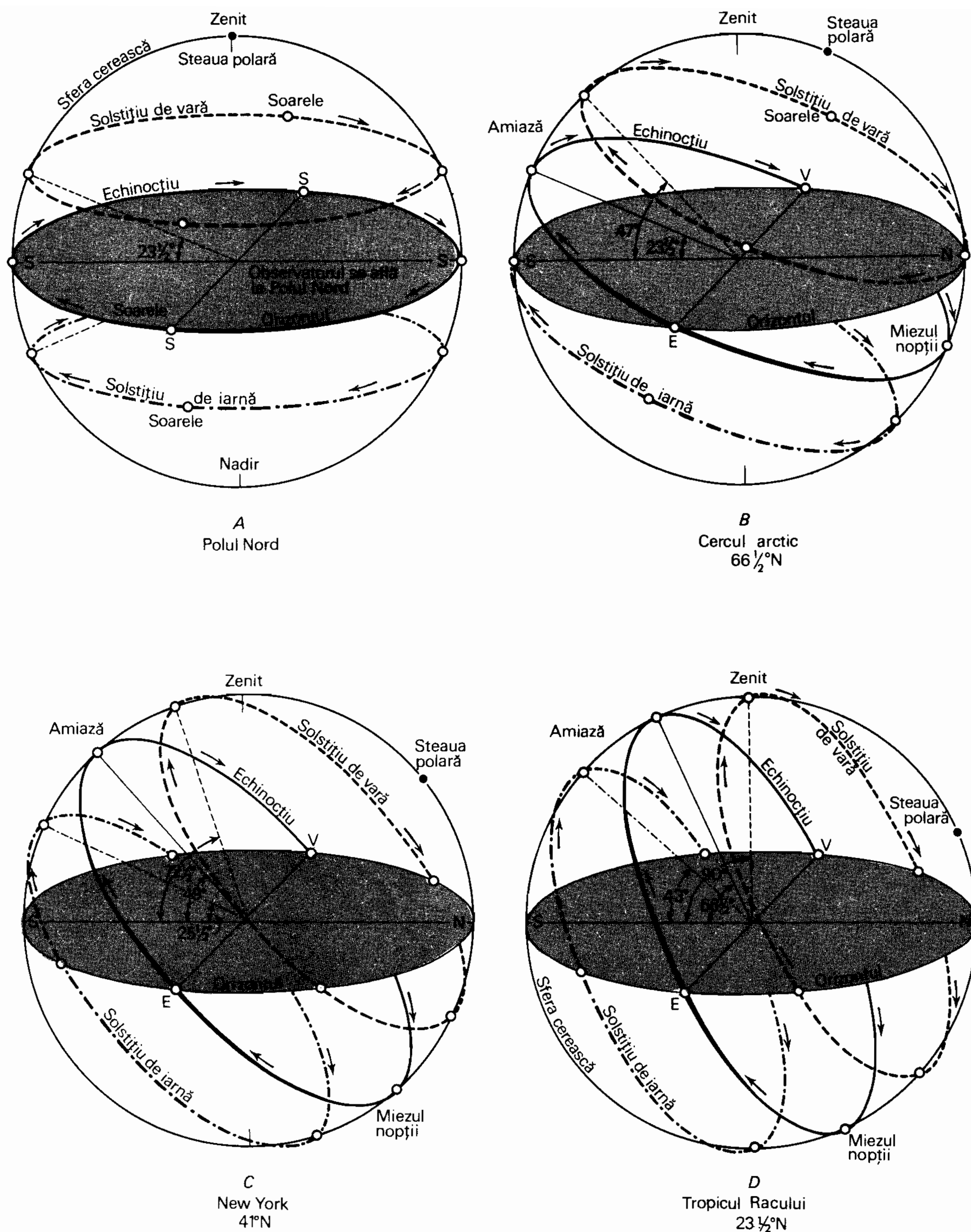
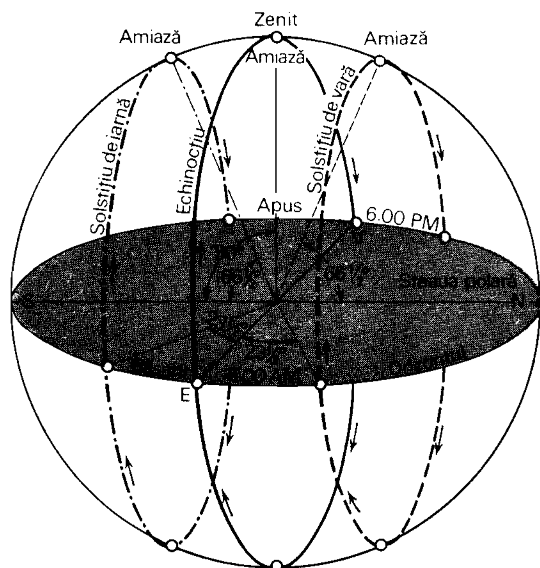
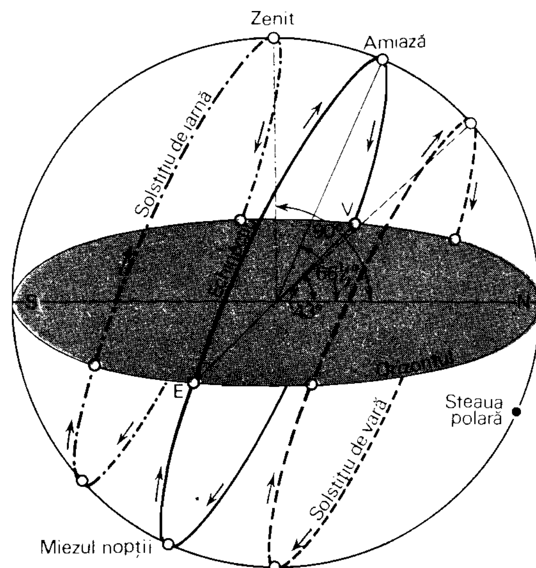


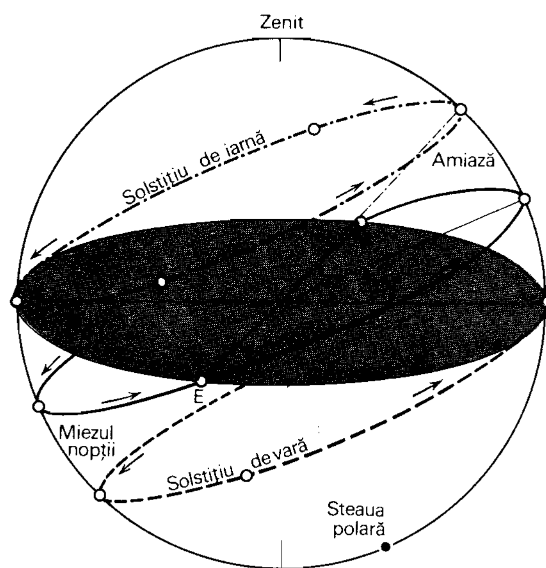
Fig. 4.9 Pentru observatorul de pe sol, suprafața terestră este un disc plan orizontal. Soarele, Luna și stelele par să se miște pe fața inferioară a unei cupole emisferice situată deasupra sa. Se prezintă aici drumul Soarelui pe cer la diferite latitudini, la epocile echinocțiului și ale ambelor solstiții.



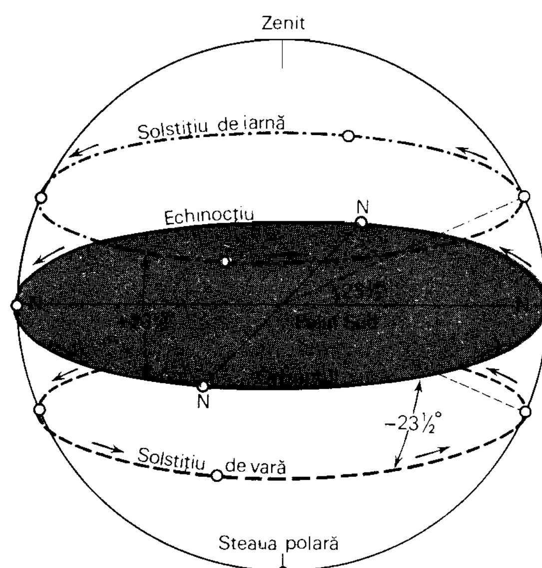
E
Ecuator
Lat.0°



F
Tropicul Capricornului
23½°S



G
Cercul antarctic
66½°S



H
Polul Sud
90°S

nord, indiferent de momentul zilei, deoarece toate punctele de pe orizont sînt situate la nord de Polul Sud. Am putea realiza un ceas solar simplu înfigînd o vergea perpendiculară în centrul unui disc orizontal a cărui circumferință este divizată în 24 părți egale. Fixînd miezul nopții într-un anumit punct de pe circumferință, am putea citi orele în mod direct, notînd umbra vergelei pe un cadran așezat deasupra marginii discului.

Direcția răsăritului și apusului Soarelui la solstițiu

Direcția răsăritului și apusului pe orizont variază în limite largi cu latitudinea, așa cum se vede în figura 4.9. Pe Cercul antarctic, la solstițiul din decembrie răsăritul și apusul au loc în același moment — miezul nopții — într-un punct situat la sud pe orizont. În toate locurile situate între Cercul antarctic și Cercul arctic Soarele răsare într-un punct aflat între sud și est, și apune într-un punct aflat între sud și vest.

Solstițiul de vară

În aproape toate privințele situația la solstițiul de vară (21 sau 22 iunie) este exact inversul celei de la solstițiul de iarnă. În acest moment capătul dinspre Polul Nord al axei terestre se înclină direct spre Soare, iar emisfera nordică se bucură de aceleași condiții de iluminare sporită pe care le-a avut emisfera sudică la solstițiul de iarnă (fig. 4.10). În locul unei diagrame speciale care să arate relația dintre Pămînt și razele solare putem folosi figura 4.8 răsturnînd-o, schimbînd deci nordul cu sudul, Arctica cu Antarctica și Tropicul Racului cu Tropicul Capricornului. Afirmațiile făcute mai sus în privința cercului de iluminare asupra lungimii zilei și nopții și asupra înălțimii Soarelui de amiază la solstițiul de iarnă pot fi transformate, introducîndu-se schimbările necesare în raport cu condițiile inverse ale solstițiului de vară.

Drumul Soarelui pe cer la 21 iunie este arătat în figura 4.9. Ceea ce observăm este că la toate latitudinile, înălțimea Soarelui la amiază diferă de cea existentă la 22 decembrie cu 47° ($23^1/_2$° plus $2^1/_2$°) și că situația la poli a fost inversată. Pentru toate latitudinile aflate între Cercul arctic și Cercul antarctic Soarele răsare pe orizontul nord-estic în loc de cel sud-estic și apune pe orizontul nord-vestic în loc de cel sud-vestic.

Echinocțiile

La echinocțiile de primăvară și toamnă (20 sau 21 martie și respectiv 22 sau 23 septembrie), raportul dintre Pămînt și razele solare este același, iar cele două date pot fi tratate împreună. În figura 4.7 este prezentată situația generală. Deși axa terestră este ca totdeauna înclinată cu $66^1/_2$° față de planul eclipticii, ea este astfel orientată încît nu implică vreo modificare a înclinării față de Soare. Razele Soarelui fac un unghi de 90° cu axa terestră. Figura 4.11 dă cîteva detalii suplimentare asupra situației la echinocții.

Cercul de iluminare trece la echinocții prin poli și coincide deci cu meridianele pe măsură ce Pămîntul se rotește.

După cum rezultă din figura 4.11, paralelele sînt împărțite de cercul de iluminare în jumătăți egale. În consecință, ziua și noaptea sînt de lungimi egale (12 ore fiecare) la toate latitudinile *. Condițiile sînt aceleași pentru ambele emisfere. Soarele răsare la 6^h 00^m a.m. (timpul solar aparent local) și apune la 6^h00^m p.m. în toate punctele de pe glob, cu excepția polilor, unde există o situație specială.

Înălțimea Soarelui la amiază se determină prin măsurarea directă a unghiului dintre razele paralele ale Soarelui și liniile tangente construite în anumite puncte (fig. 4.11). Cîteva asemenea măsurători ne vor dezvălui faptul că înălțimea este totdeauna *colatitudine*, adică 90° minus latitudinea. Astfel, la echinocții — dar nu și în celelalte momente ale anului — înălțimea Soarelui la amiază poate fi calculată printr-o simplă operație de scădere, dacă cunoaștem latitudinea. Deși înălțimea este aceeași pentru latitudini similare, atît spre nord cît și spre sud de ecuator, nu trebuie să uităm că unghiul se măsoară de la orizontul sudic în emisfera nordică și de la orizontul nordic în emisfera sudică.

În figura 4.9 este ilustrat drumul Soarelui pe cer la echinocții. În fiecare caz acest drum se află la mijloc între drumurile de

* Acest fapt explică termenul echinocțiu, format din cuvinte latinești *aequus*, egal, și *nox*, noapte. Nu luăm în considerare crepusculul, care lungește perioada de lumină a zilei înainte de răsărit și după apus.



Fig. 4.10 Această fotografie a Soarelui a fost făcută la miezul nopții la Hammerfest, în Norvegia (70°40′N), în perioada solstițiului de vară. Soarele a atins punctul cel mai coborît pe cer (foto A. Kalland, Hammerfest).

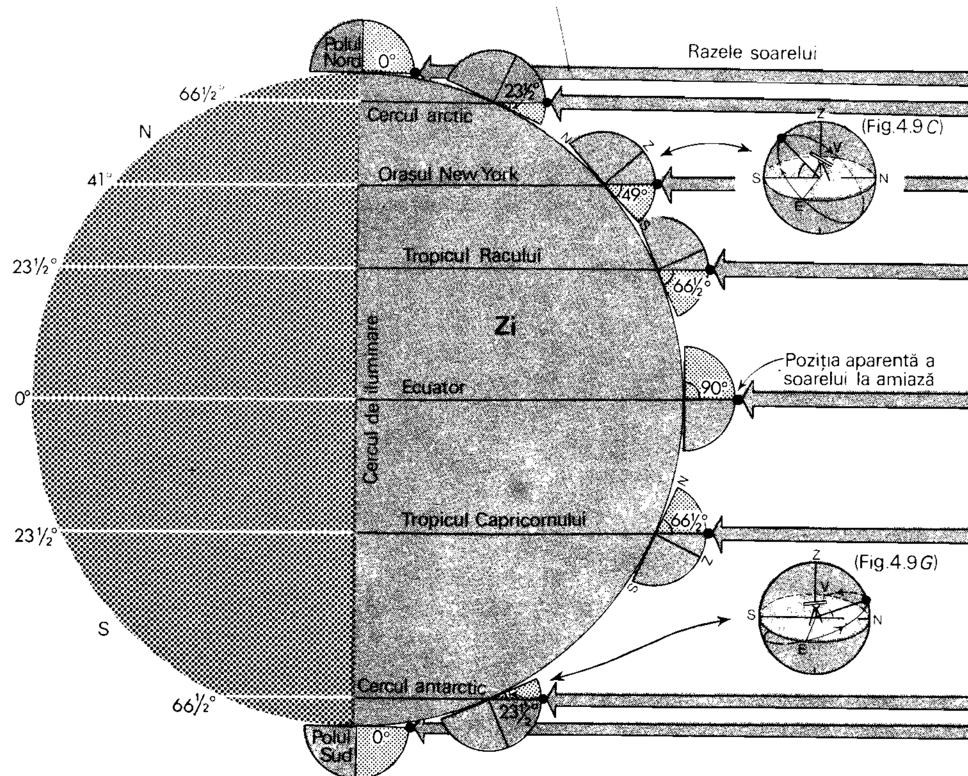


Fig. 4.11 Echinocțiul (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

la solstiții. Soarele răsare într-un punct situat exact la est pe orizont și apune într-un punct situat exact la vest pe orizont la toate latitudinile, cu excepția celor doi poli. La poli Soarele rămîne pe orizont tot timpul zilei, parcurgînd un circuit complet al orizontului în 24 de ore. Vom nota totuși că sensul mișcării aparente a Soarelui este invers la cei doi poli.

La ecuator Soarele are înălțimea de 90° la amiază, iar drumul său se află într-un plan perpendicular pe planul orizontului. Din această cauză la echinocții înălțimea Soarelui se schimbă la ecuator cu 15° pe oră în tot timpul zilei. În plus, la aceste date umbra unei vergele verticale va fi îndreptată exact spre vest la $6^h\,00^m$ a.m. pînă la amiază, va dispărea la amiază și va fi îndreptată exact spre est de la amiază pînă la $6^h 00^m$ p.m.

Datele intermediare

Ce se poate spune despre raportul Pămînt-Soare în zilele dintre echinocții și solstiții? Declinația Soarelui se schimbă necontenit de la un solstițiu la altul. Cuvîntul „solstițiu'' este derivat din cuvintele latinești *sol*, soare, și *stare*, a sta, referindu-se la faptul că Soarele, după ce a atins valoarea maximă a declinației sale spre sud sau spre nord, pare să-și mențină poziția un scurt interval de timp, pînă cînd declinația își schimbă semnul. Valoarea exactă a declinației Soarelui poate fi găsită, pentru fiecare zi a anului, în *Almanahul aerului*, al cărui conținut va fi descris în capitolul 5. Putem astfel calcula înălțimea Soarelui la amiază pentru orice zi a anului. Iată cîteva date privind variația declinației Soarelui, care pot fi utile în calcularea aproximativă a înălțimii Soarelui pentru alte zile decît solstițiile și echinocțiile.

Variația valorii declinației într-o lună	Luna
11°45′	Prima lună înainte și după echinocțiu
8°30′	A doua lună înainte și după echinocțiu
3°15′	Lunile adiacente solstițiilor

Se observă că variația declinației este foarte lentă lîngă solstiții dar accelerată lîngă echinocții, ceea ce explică scurtarea și lungirea rapidă a zilelor în lunile de toamnă și de primăvară, ca și rămînerea aparentă a Soarelui pe o orbită cerească foarte înaltă sau foarte joasă în perioadele iunie — iulie și respectiv decembrie—ianuarie.

Drumul Soarelui pe cer în timpul întregului an ocupă poziții intermediare față de cele indicate în figura 4.9. Dacă într-o asemenea ilustrație s-ar trasa cu grijă toate rutele zilnice de la un solstițiu de iarnă pînă la următorul solstițiu de vară, s-ar constata că ele formează o spirală cu pantă foarte mică. Aceasta ar putea eventual explica comportarea Soarelui la poli (fig. 4.12). Înălțîndu-se zi după zi, pe această spirală cu pantă mică, din poziția sa cea mai joasă sub orizont la solstițiul de iarnă, Soarelui îi sînt necesare trei luni pentru a atinge nivelul orizontului la echinocțiul de primăvară. Apoi, el își continuă drumul spiral în sus, atingînd punctul maxim în jurul datei de 21 iunie, după care începe să coboare tot în spirală, atingînd din nou orizontul în jurul datei de 23 septembrie și continuînd să coboare spre poziția de la solstițiul de iarnă. Acesta este motivul pentru care la Polul Nord Soarele răsare și apune o singură dată în fiecare an. Răsăritul are loc la 21 martie, iar apusul la 23 septembrie, fiind separate prin șase luni de lumină solară și șase luni de crepuscul și întuneric total. La Polul Sud situația este similară dar sensul este inversat.

Determinarea lungimii zilelor și a nopților și a momentului răsăritului și apusului la toate latitudinile

Pentru a stabili cu aproximație lungimea zilelor și a nopților, precum și a momentului răsăritului și apusului pentru diferite latitudini și epoci ale anului putem folosi un mic glob și o bandă de elastic (fig. 4.13). Pentru echinocții problema nu se pune, întrucît zilele sînt egale cu nopțile la toate latitudinile. Pentru alte date vom proceda după cum urmează:

1. *Solstițiul de iarnă.* Așezăm banda de elastic astfel încît să reprezinte cercul de iluminare (cerc mare), care intersectează ecuatorul la meridianele de 90° vest și est și este tangent la Cercul arctic și Cercul antarctic în punctele în care acestea traversează meridianele 0° și 180°. Alegem acum o latitudine oarecare, de pildă 40° N. Luînd meridianul 0° ca amiază, numărăm 15° de longitudine pentru fiecare oră spre vest de-a lungul paralelei de 40° pînă cînd ajungem

la banda de elastic. Scăzut din $12^h\ 00^m$ amiază acest număr de ore ne dă momentul aproximativ al răsăritului (timpul solar local aparent); adăugat la $12^h\ 00^m$ amiază, ne dă momentul apusului. Printr-un calcul simplu se poate determina lungimea zilei și a nopții. În cazul nostru arcul mai scurt indică lungimea zilei, iar arcul mai lung, care trece prin Oceanul Pacific, indică lungimea nopții.

2. *Solstițiul de vară.* Învîrtim globul și folosim partea dinspre Oceanul Pacific, lăsînd banda de elastic în aceeași poziție.

3. *Alte epoci ale anului.* Determinăm declinația Soarelui cu ajutorul analemmei (fig. 5.6), apoi ajustăm banda de elastic astfel încît să fie tangentă la paralelele cu latitudinea de 90° minus declinația. Ne asigurăm că banda de elastic rămîne un cerc mare ce intersectează ecuatorul la meridianele de 90° vest și est, ca mai înainte. Procedăm apoi ca în cazul solstițiilor.

Dacă lucrăm cu atenție metoda aceasta ne va permite să stabilim corect momentul răsăritului și apusului cu aproximație de 15′ sau mai puțin pentru latitudinile joase și medii. Ea nu este tot atît de precisă pentru latitudinile înalte, din cauză că cercul de iluminare traversează paralelele într-o poziție oblică. Observăm că globul ne dă timpul solar local aparent, care poate să difere considerabil față de sistemele de timp legal (cap. 5). Momentele răsăritului și apusului pot fi de asemenea găsite în diagrame (fig. 4.14).

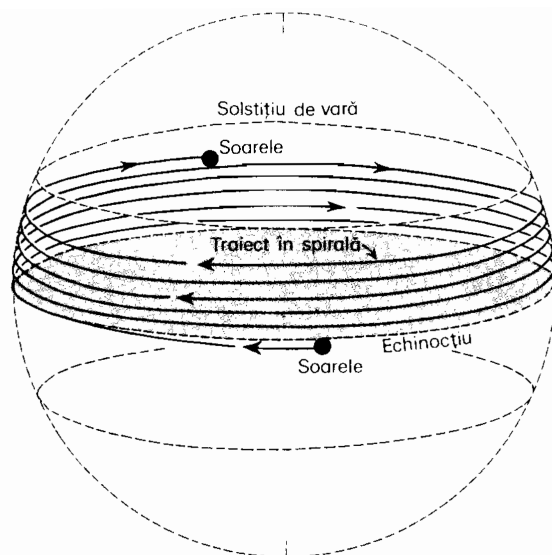


Fig. 4.12 La Polul Nord drumul aparent al Soarelui pe cer pe toată durata anului este o spirală cu panta mică.

Crepusculul

Pentru a simplifica tratarea lungimii zilelor și nopților am pornit de la premisa că apusul Soarelui este urmat instantaneu de întuneric total și că răsăritul este o schimbare bruscă de la întuneric total la lumină. După cum știm cu toții, lucrurile nu stau așa. *Crepusculul*, o iluminare difuză care urmează apusului și precede răsăritul, constituie un adaus important la perioada de lumină a zilei, mai ales la latitudini mari. Nu vom face distincție între crepusculul de dimineață (aurora) și cel de seară, întrucît ambele sînt de durată egală și de origine similară.

Crepusculul este atribuit difuziei luminii de către moleculele de aer, prezenței unor particule minuscule de praf și vaporilor de apă din atmosfera terestră. Acestea mai reflectă razele solare spre suprafața Pămîntului mult timp după ce Soarele a dispărut sub orizont pentru observatorul de pe sol (fig. 4.15). După apusul Soarelui această lumină se stinge treptat, rămînînd pînă la urmă numai ca o ușoară lucire pe cerul vestic.

Durata crepusculului depinde de grosimea atmosferei terestre și de viteza cu care Soarele coboară sub orizont. Presupunînd

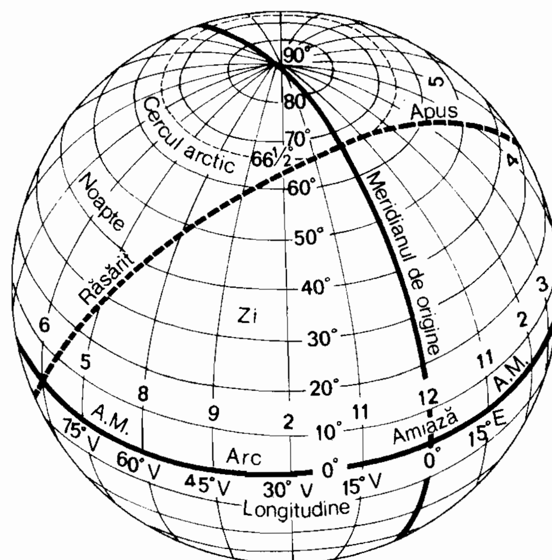


Fig. 4.13 Putem folosi un mic glob pentru a determina lungimea zilelor și a nopților la orice latitudine.

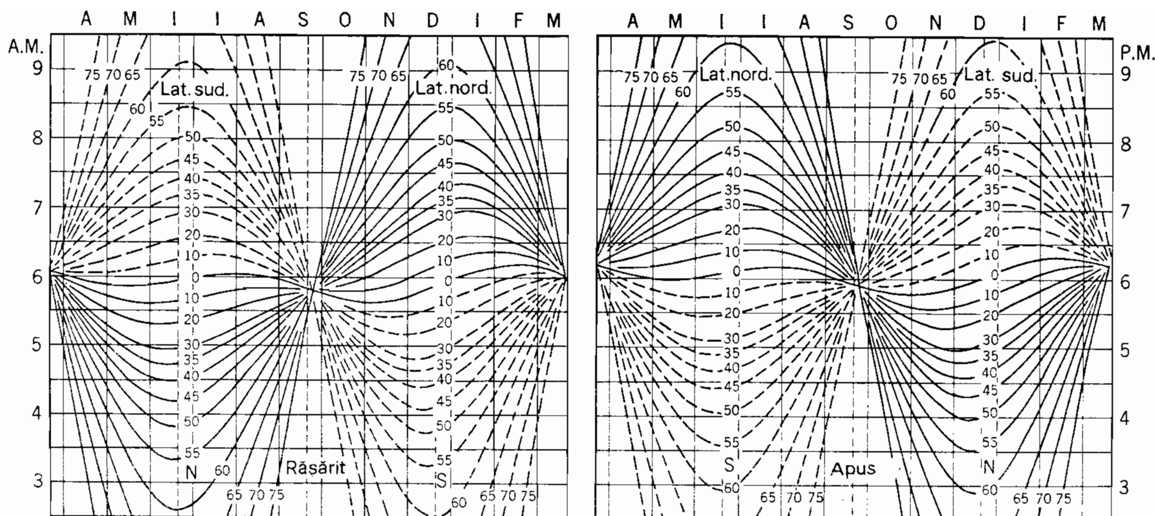


Fig. 4.14 Acest grafic indică răsăritul și apusul Soarelui la orice latitudine și în orice zi a anului (după *U.S. Navy Oceanographic Office No. 5175).*

că atmosfera are o grosime uniformă și o distribuție uniformă a prafului, lungimea crepusculului va depinde de drumul Soarelui pe cer, care, la rîndul său, depinde de latitudine (vezi fig. 4.16). Acolo unde planul traiectoriei solare este vertical, de pildă la ecuator, Soarele are cea mai mare viteză de coborîre sub orizont: 15° pe oră. La latitudinile superioare drumul înclinat al Soarelui face ca acesta să coboare mai lent sub orizont. La 60°N, de exemplu, drumul Soarelui se află într-un plan ce face un unghi de 30° cu planul orizontului (90°—60° = 30°), iar la echinocții crepusculul durează aproximativ de două ori mai mult ca la ecuator *.

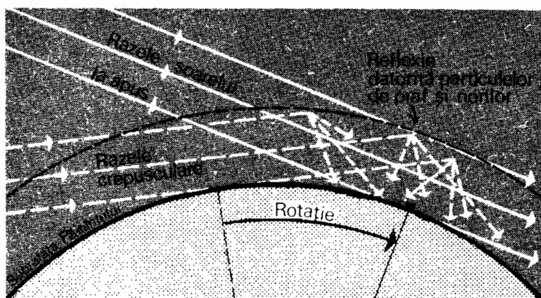


Fig. 4.15 Crepusculul este o reflexie difuză datorită moleculelor de aer, prafului și vaporilor de apă.

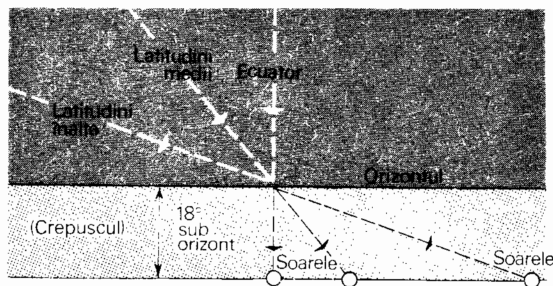


Fig. 4.16 Durata crepusculului depinde de viteza de coborîre a Soarelui sub orizont.

Există trei feluri de crepuscul. *Crepusculul astronomic* este perioada în decursul căreia mai poate fi detectată vreo lumină pe cer și se consideră că durează un timp egal cu cel necesar Soarelui pentru a ajunge de la orizont pînă la un punct situat la 18° sub orizont. *Crepusculul maritim* durează de la trecerea Soarelui sub orizont pînă în momentul cînd acesta atinge un punct situat la 12° sub orizont. La 12° contururile obiectelor terestre sînt vizibile, deși orizontul este probabil neclar și se pot vedea toate stelele folosite pentru orientare în navigație. Urmează *crepusculul civil*, perioada în timpul căreia se pot desfășura activități normale în aer liber fără lumină artificială; este perioada necesară Soarelui pentru a ajunge de

* Putem considera că la 60° latitudine nordică drumul Soarelui este ipotenuza unui triunghi plan cu unghiurile de 30°, 60° și 90°, cateta cea mai scurtă reprezentînd distanța reală sub orizont. Într-un astfel de triunghi cateta cea mai scurtă are o jumătate din lungimea ipotenuzei. La ecuator Soarele parcurge cateta cea mai scurtă a triunghiului, atingînd astfel același număr de grade sub orizont într-un interval de timp egal cu jumătate din timpul necesar la paralela de 60°.

la orizont pînă la un punct situat la 6° sub orizont. La latitudinea de 40°, în preajma echinocțiilor, crepusculul civil durează aproximativ 30 de minute, ceea ce constituie perioada oficială curentă. Durata crepusculului civil este dată, cu aproximație de pînă la un minut, pentru fiecare zi a anului și pentru numeroase latitudini, în Almanahul aerului, care conține și tabele ce permit calcularea crepusculului maritim.

Figura 4.17 reprezintă o diagramă a crepusculului elaborată de Serviciul oceanografic din Ministerul Marinei al S.U.A., care indică lungimea crepusculului astronomic pentru latitudinile cuprinse între 0° și 70° în orice moment al anului.

Multă lume consideră că lîngă ecuator crepusculul este inexistent sau extrem de scurt, dar această presupunere nu are nici o bază reală. Este adevărat că la ecuator crepusculul astronomic este mai scurt decît în orice alt punct de pe glob, dar pentru a atinge un punct situat la 18° sub orizont Soarele, coborînd cu 15° pe oră, are nevoie de 1 oră și 12 minute. Crepusculul civil, care durează pînă cînd Soarele atinge 6° sub orizont, are o durată de trei ori mai scurtă, adică 24 de minute. Aceste fapte au fost confirmate de observații științifice de precizie. Într-un articol intitulat „Durata crepusculului la tropice“ (*Harper's Weekly*, 5 aprilie 1902) S. I. Bailey arată:

> Localitatea Arequipa din Peru se află la tropice, la o altitudine de 8 000 de picioare, cu un aer deosebit de pur și uscat, condiții foarte favorabile pentru un crepuscul extrem de scurt. Duminică 25 iunie 1899 s-au efectuat următoarele observații la Stația astronomică Harvard, situată aici: Soarele a dispărut la 5 ^{h} 30 ^{m} p.m., timp mediu local. La 6 ^{h} 00 ^{m} p.m., 30 de minute după apus, puteam citi litere obișnuite cu mare ușurință. La 6 ^{h} 30 ^{m} p.m. puteam folosi cu ușurință un ceas obișnuit. La 6 ^{h} 40 ^{m} p.m. 70 de minute după apus, cerul vestic era încă destul de iluminat pentru a arunca o ușoară umbră a unui corp opac pe o suprafață albă. Aceasta a dispărut la 6 ^{h} 50 ^{m} p.m., 1 oră și 20 de minute după apusul Soarelui.

La latitudinile mari crepusculul este mult prelungit datorită înclinației mici a traiectoriei Soarelui, cînd acesta trece sub orizont. În regiunile nordice perioada de crepuscul este foarte mult prelungită în raport cu durata nopții în lunile iunie și iulie; în regiunile sudice aceasta se întîmplă în decembrie și ianuarie. Deasupra unei anumite latitudini critice, care variază între aproximativ 48° și 90° în tot timpul anului, suma lungimilor crepusculului dinaintea răsăritului și de după apus egalează sau depășește perioada totală în care Soarele se află sub orizont, și astfel crepusculul durează toată noaptea. Altfel spus, drumul Soarelui nu atinge niciodată un punct situat la peste 18° sub orizont. Variația amplă a duratei crepusculului poate fi studiată pentru diverse latitudini pe diagrama din figura 4.17.

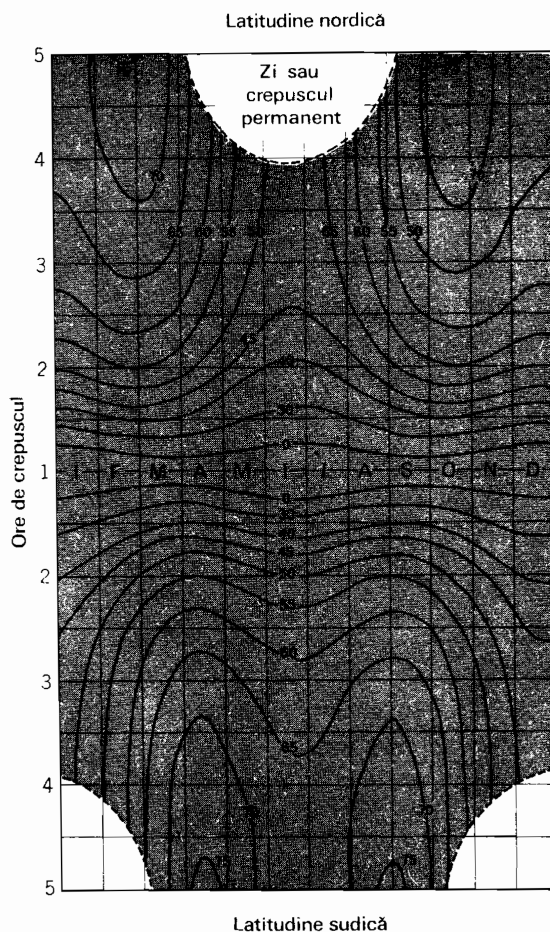


Fig. 4.17 Diagrama crepusculului (după *U.S. Navy Oceanographic Office, No. 5175*).

Durata crepusculului la poli este ușor de determinat. Deoarece drumul Soarelui este o spirală orizontală cu panta foarte mică, crepusculul durează cît întreaga perioadă în timpul căreia declinația Soarelui variază de la 0° la 18°. Aceasta înseamnă că la Polul Nord crepusculul astronomic ține de la 23 septembrie pînă la 14 noiembrie și de la 29 ianuarie pînă la 21 martie, adică două perioade de cîte șapte săptămîni fiecare.

Capitolul 5
Timpul

NEVOIA DE A CUNOAŞTE MERSUL timpului pe glob şi diferitele sisteme de timp aflate în uz este un lucru de la sine înţeles în epoca noastră modernă în care se folosesc mijloace de comunicaţii foarte rapide şi se realizează transporturi de mare viteză. Înainte de inventarea telegrafului problema diferenţelor de timp nu prezenta nici un interes pentru cei care îşi trăiau cea mai mare parte a vieţii într-un singur loc. Chiar călătorii nu aveau decît grija de a-şi pune ceasornicele în acord cu ora comunităţii locale. Timpul necesar deplasării dintr-un loc într-altul era atît de lung în comparaţie cu diferenţa orară dintre ele încît aceasta din urmă nu avea aproape nici o însemnătate practică. Cînd a devenit posibil să se transmită instantaneu mesaje prin telegraf au fost imediat sesizate deosebirile de timp local ce rezultau din diferenţele de longitudine. Şi odată cu dezvoltarea mijloacelor rapide de transport a apărut necesitatea corectării orarelor în funcţie de timpul cîştigat sau pierdut prin traversarea meridianelor. În prezent, zborurile est-vest la latitudini medii se pot apropia de viteza necesară pentru a egala mişcarea Soarelui. De exemplu, un avion care decolează din New York la 12^h 00^m amiază (timpul oficial al coastei răsăritene a S.U.A.) şi zboară cu circa 1 300 km pe oră, poate ateriza la San Francisco la 12^h 00^m amiază (timpul oficial de pe coasta Pacificului).

Timpul şi longitudinea

Pentru a evita confuziile şi a simplifica cît mai mult studiul relaţiilor de timp este necesar să considerăm că Pămîntul este fix, iar Soarele completează un circuit în jurul său la fiecare 24 de ore. Concepţia aceasta este perfect admisibilă deoarece relaţiile Pămînt-Soare sînt pur relative. Să ne imaginăm că un meridian se poate deplasa spre vest în jurul globului, menţinînd o viteză constantă, astfel încît să se afle totdeauna în punctele unde razele solare cad pe suprafaţa terestră sub cel mai mare unghi posibil. Vom numi această linie *meridianul de amiază* (fig. 5.1). Exact opus acestui meridian, pe cealaltă faţă a globului, se află *meridianul de miezul nopţii*, care şi el se deplasează spre vest pe suprafaţa Pămîntului, rămînînd permanent la distanţa de 180° longitudine în raport cu meridianul de amiază. În timp ce meridianul de amiază separă dimineaţa de după amiază în cadrul aceleiaşi zile calen-

daristice, meridianul de miezul nopții este linia ce desparte o zi calendaristică de alta.

Deoarece meridianul de amiază parcurge 360° longitudine în fiecare 24 de ore, aceasta înseamnă că el acoperă 15° longitudine în fiecare oră, sau 1° longitudine la fiecare 4 minute. Putem deci afirma că o oră de timp echivalează cu 15° longitudine. Această echivalență este baza tuturor calculelor ce privesc fusele orare de pe glob. De exemplu, dacă meridianul de amiază ajunge într-un anumit punct de pe glob la 4 ore după ce a trecut prin alt punct, cele două puncte sînt separate prin 60° longitudine.

Dezvoltînd în continuare acest concept al meridianelor de timp, să ne imaginăm că, în afară de meridianele de amiază și de miezul nopții, există 22 de cercuri orare, fiecare fiind o jumătate de cerc mare, despărțite între ele prin 15° de longitudine. Cercurile orare sînt egal distanțate între meridianele de amiază și de miezul nopții (fig. 5.1). Fiecare reprezintă prin urmare o anumită oră din zi și poate primi un număr orar permanent. Împreună cu meridianele de amiază și de miezul nopții, aceste cercuri orare ne putem imagina că alcătuiesc un fel de colivie care cuprinde întregul glob, fiind atașată de el numai la poli. Pentru a înlesni analizarea relațiilor de timp este recomandabil ca globul folosit în acest scop să aibă meridiane trasate la fiecare 15°, în care caz, atunci cînd meridianul de amiază coincide pe glob cu meridianul Greenwich, toate celelalte cercuri orare vor coincide cu meridianele reale. Un model util al relațiilor terestre de timp este ilustrat în figura 5.2. Dacă dispunem de un mic glob, confecționăm un cerc de carton care să-l înconjure la ecuator, și marcăm pe acest cerc pozițiile meridianelor de timp. Dacă nu avem la îndemînă un glob, confecționăm două discuri de carton cu raze diferite și le atașăm concentric, astfel încît unul dintre ele să se poată roti în timp ce celălalt va rămîne fix. Pe discul interior trasăm raze care să reprezinte meridianele de 15° ale unui glob așa cum s-ar vedea dintr-un punct situat deasupra Polului Nord. Pe discul exterior trasăm raze similare, pe care le marcăm în ore pentru a reprezenta intervalele de timp. Este și mai bine dacă pe discul interior putem lipi o hartă emisferică a lumii.

Uneori se pot naște confuzii atunci cînd încercăm să stabilim dacă ora locurilor situate spre est (sau spre vest) de punctul unde ne aflăm este în avans sau în întîrziere față de ora noastră. Acest lucru se poate întîmpla mai ales atunci cînd vrem să calculăm ora la care se va difuza un program de radio sau televiziune în diferite părți ale S.U.A., sau cînd vrem să dăm ceasul înainte sau înapoi în momentul trecerii dintr-un fus orar în altul. Pentru a evita aceste confuzii să ne închipuim că meridianele de timp se

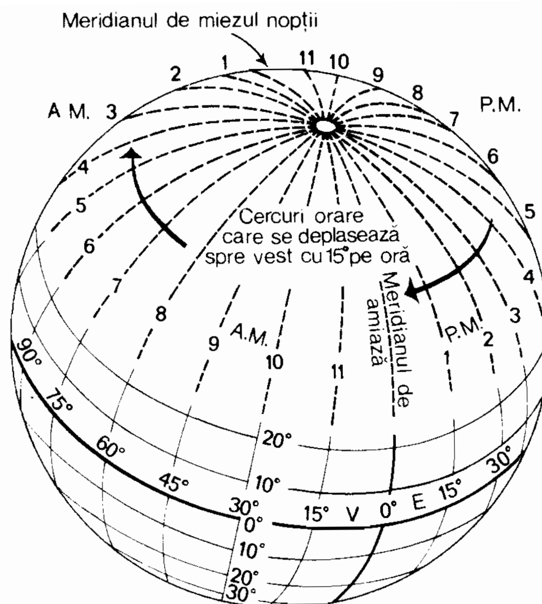


Fig. 5.1 Orele pot fi imaginate ca meridiane spațiate la intervale de 15° și deplasîndu-se spre vest în jurul globului.

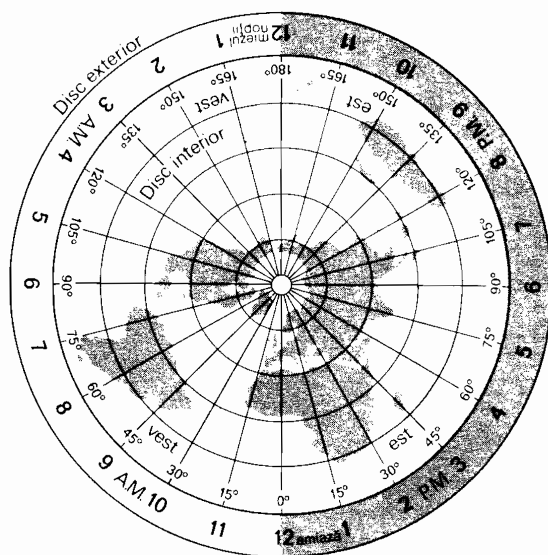


Fig. 5.2 Un model de lucru care ne ajută să clarificăm relațiile de timp pe glob.

deplasează spre vest în jurul globului. Ne aflăm, de exemplu, la New York, iar ora este 12^h 00^m la amiază. Meridianul de amiază care este acum la New York a trecut prin Greenwich (Marea Britanie) cu cinci ore înainte, ceea ce înseamnă că în Marea Britanie trebuie să fie ora 5 p. m. Extragem de aici regula generală: *punctele aflate spre est de noi au o oră mai tîrzie*. Considerăm din nou că meridianul de amiază se află la New York. Acestui meridian îi vor trebui circa trei ore ca să ajungă la San Francisco, în vest, ceea ce înseamnă că acum ora acestui oraș trebuie să fie 9^h 00^m a.m. De aici deducem perechea regulii enunțate mai sus: *punctele aflate spre vest de noi au o oră mai timpurie*. Ambele reguli necesită unele precizări pentru cazurile cînd între cele două puncte se află linia internațională de schimbare a datei.

Timpul local

O modalitate de stabilire a unui sistem de timp pentru o localitate mică este să se ia meridianul care trece prin punctul central al localității, de exemplu prin dreptul tribunalului sau catedralei. Toate ceasurile din localitatea respectivă sînt reglate la 12^h 00^m amiază, cînd Soarele se află exact deasupra meridianului respectiv, adică în momentul cînd umbra unei vergele verticale este îndreptată exact spre nord. Așa cum se va explica pe larg mai jos, Soarele este un cronometru imprecis, și ar fi prin urmare necesar să folosim valoarea medie a poziției Soarelui la amiază, dar acest lucru nu ne interesează în momentul de față. Sistemul de timp stabilit în acest fel se numește *timp local* și poate fi definit ca timpul solar mediu bazat pe meridianul local. Toate punctele situate pe același meridian, indiferent de distanțele dintre ele, au același timp local, în vreme ce toate punctele situate pe meridiane diferite au timpuri locale diferite, care variază cu 4 minute la fiecare grad de longitudine dintre ele.

Timpul legal (standard)

Inconvenientele utilizării timpului local în țări cu o mare densitate a populației sînt evidente în epoca noastră modernă. În jurul anului 1870 companiile americane de căi ferate au introdus un sistem standardizat care acoperea zone considerabile de teritoriu, dar acesta fusese creat numai pentru scopurile lor particulare. În consecință, dacă mai multe căi ferate se întîlneau într-o singură localitate, populația acelei localități ar fi avut de-a face cu mai multe feluri de timp al căilor ferate, în afară de propriul ei timp local. Se spune că înainte de 1883 se foloseau pînă la cinci timpuri diferite într-un singur oraș și că rețeaua de căi ferate a Statelor Unite utiliza în total 53 de asemenea sisteme de timp.

Soluția evidentă a problemelor de acest fel o constituie *timpul legal*, bazat pe meridianul central al fusului, al cărui timp local este atribuit arbitrar unei fîșii largi de teritoriu situate de ambele părți. Astfel toate ceasurile din zona respectivă sînt reglate la același timp. Este clar că, dacă meridianele centrale sînt spațiate la 15°, timpurile legale ale zonelor adiacente vor diferi cu exact o oră. Iar dacă aceste meridiane reprezintă longitudini care sînt multipli de 15 (de exemplu 60°, 75°, 90° sau 105°), fiecare zonă succesivă de timp legal va diferi de timpul legal Greenwich * cu un anumit număr de ore întregi. Acesta este sistemul de fuse orare standard întrebuințat pe cea mai mare parte a globului.

Timpul de prelungire a zilei

Întrucît numeroase activități omenești, mai ales în orașe și în regiunile industriale, încep cu mult după răsăritul Soarelui, dar continuă cu mult după apus, ar fi de dorit să se dea înainte orele de zi pentru ca ele să poată fi folosite în modul cel mai avantajos. S-ar realiza economii considerabile de energie electrică dacă perioada de lumină de zi de la începutul dimineții, irosită cînd oamenii sînt încă în pat, iar birourile și uzinele sînt închise, ar fi transferată la începutul serii, cînd cea mai multă lume este trează și în activitate. Acest sistem orar modificat poartă numele de *timp de prelungire a zilei* și se obține prin avansarea tuturor ceasurilor cu o oră. Astfel, cînd Soarele este deasupra meridianului central (adică la amiaza Soarelui mediu), toate ceasurile din zona orară respectivă vor indica 1^h 00^m p.m. Răsăritul și apusul Soarelui la echinocții sau la ecuator, în loc de a se produce la 6^h 00^m a.m. și 6^h 00^m p.m., se vor produce la 7^h 00^m a.m., respectiv 7^h 00^m p.m.

Referindu-ne la sistemul de timp legal putem defini timpul de prelungire a zilei ca

* Timpul local al meridianului de origine se mai numește și Timp Universal. — *N. red. rom.*

bazîndu-se pe meridianul central aflat la 15° longitudine spre est de meridianul central care în mod normal indică timpul legal al regiunii.

Timpul de prelungire a zilei a fost adoptat în Statele Unite în perioada primului război mondial și, printr-o hotărîre a Congresului, a fost în vigoare între ultima duminică din aprilie 1918 și ultima duminică din septembrie 1918. Ulterior acest sistem a fost utilizat local în acele state ale S.U.A. unde o permitea legislația locală. În perioada celui de al doilea război mondial timpul de prelungire al zilei a fost utilizat pe scară națională din februarie 1942 pînă în octombrie 1945, sub denumirea de timp de război. În aceeași perioadă Marea Britanie a utilizat un timp dublu de prelungire a zilei, ceasurile fiind date cu 2 ore înainte față de timpul civil Greenwich. Acest lucru a fost posibil datorită zilelor de vară neobișnuit de lungi din Anglia, care se află la o latitudine nordică relativ mare. Multe țări europene folosesc în mod normal timpul de prelungire a zilei (cunoscut sub numele de *timp de vară*), pe o anumită porțiune a anului. Țările al căror timp este avansat cu o oră pe întreaga durată a anului sînt: Marea Britanie, Irlanda, Spania, Franța, Olanda, Belgia și U.R.S.S.

În aprilie 1966 Congresul Statelor Unite a votat *Legea timpului uniform*, care cere aplicarea uniformă a timpului de prelungire a zilei în fiecare stat component, cu excepția cazurilor cînd corpurile legiuitoare ale statelor au decis menținerea timpului legal (în care situație timpul standard trebuie aplicat uniform pe întregul teritoriu al statului). Timpul de prelungire a zilei intră în vigoare la $2^h\ 00^m$ a.m. în ultima duminică din aprilie și continuă pînă la $2^h\ 00^m$ a.m. în ultima duminică din octombrie. Aplicarea acestei legi este de resortul Ministerului Transporturilor, care este de asemenea autorizat să ajusteze limitele zonelor orare.

Fusele orare pe glob

În 1884 s-a ținut la Washington un congres internațional cu scopul de a discuta timpul legal pe glob. Pe baza celor hotărîte, timpurile legale ale țărilor din întreaga lume au la bază meridianele centrale ale fuselor, care sînt multiplii de 15° și diferă astfel între ele prin ore întregi. Meridianul de origine, de la Greenwich (Marea Britanie), este luat ca meridian de referință în toate calculele de timp de pe glob. Toate fusele orare de pe glob sînt definite în funcție de numărul de ore diferență dintre meridianul central al fusului respectiv și meridianul Greenwich. Pentru a distinge între fusele aflate la est de meridianul Greenwich și cele aflate la vest de acesta timpul este considerat a fi ***în avans*** pentru toate punctele la est de Greenwich (longitudine estică) și ***în întîrziere*** pentru toate punctele la vest de Greenwich (longitudine vestică).

Un alt sistem de indicare a fuselor orare folosește literele alfabetului (vezi fig. 5.3). Figura 5.3 reprezintă o hartă a lumii care marchează cele 24 de fuse orare principale. Fiecare fus orar are indicat numărul de ore diferență dintre fusul respectiv și timpul Greenwich. Cercetarea atentă a acestei hărți ne va dezvălui cîteva fapte interesante. Unele țări sau insule se află aproximativ la mijlocul distanței dintre meridianele de 15°. În astfel de împrejurări se alege un meridian standard situat exact între cele două meridiane și care este astfel multiplu de $7\ ^1/_2°$. Timpul standard al țării este prin urmare în avans sau în întîrziere cu un anumit multiplu al unei jumătăți de oră (de exemplu Iranul este cu $3^1/_2$ ore în avans, iar Surinam-ul este cu $3^1/_2$ ore în întîrziere). Este totuși curios că India, o țară mare, are timpul cu $5^1/_2$ ore în avans. Țara cu cea mai mare întindere est-vest este Uniunea Sovietică, care cuprinde 11 fuse orare legale, dar acestea sînt toate avansate cu o oră față de meridianele centrale ale fiecărui fus pentru a se obține un timp perpetuu de prelungire a zilei. Canada ocupă șase fuse orare. De observat că Newfoundland-ul și Labradorul sînt cu $3^1/_2$ ore în avans.

Deși aproape toate țările au astăzi timpuri legale separate prin ore sau jumătăți de oră întregi de timpul civil Greenwich, nu cu mult în urmă numeroase țări își determinau timpul legal după meridianul capitalei sau după cel care trece prin observatorul astronomic local. De pildă în 1905 în toată Franța se folosea timpul local al meridianului ce trecea prin observatorul din Paris. Acest timp era în avans cu $0^h\ 9^m\ 20^s,9$. India folosea în 1905 timpul local al observatorului din Madras, care este cu $5^h\ 20^m\ 59^s,1$ în avans față de timpul civil Greenwich. Irlanda avea în 1905 un timp cu $0^h\ 25^m\ 21^s,1$ în întîrziere, adică timpul local al meridianului Dublin.

În 1967 doar cîteva țări continuau să folosească diverse meridiane locale pentru stabilirea timpului legal și anume Liberia (0^h

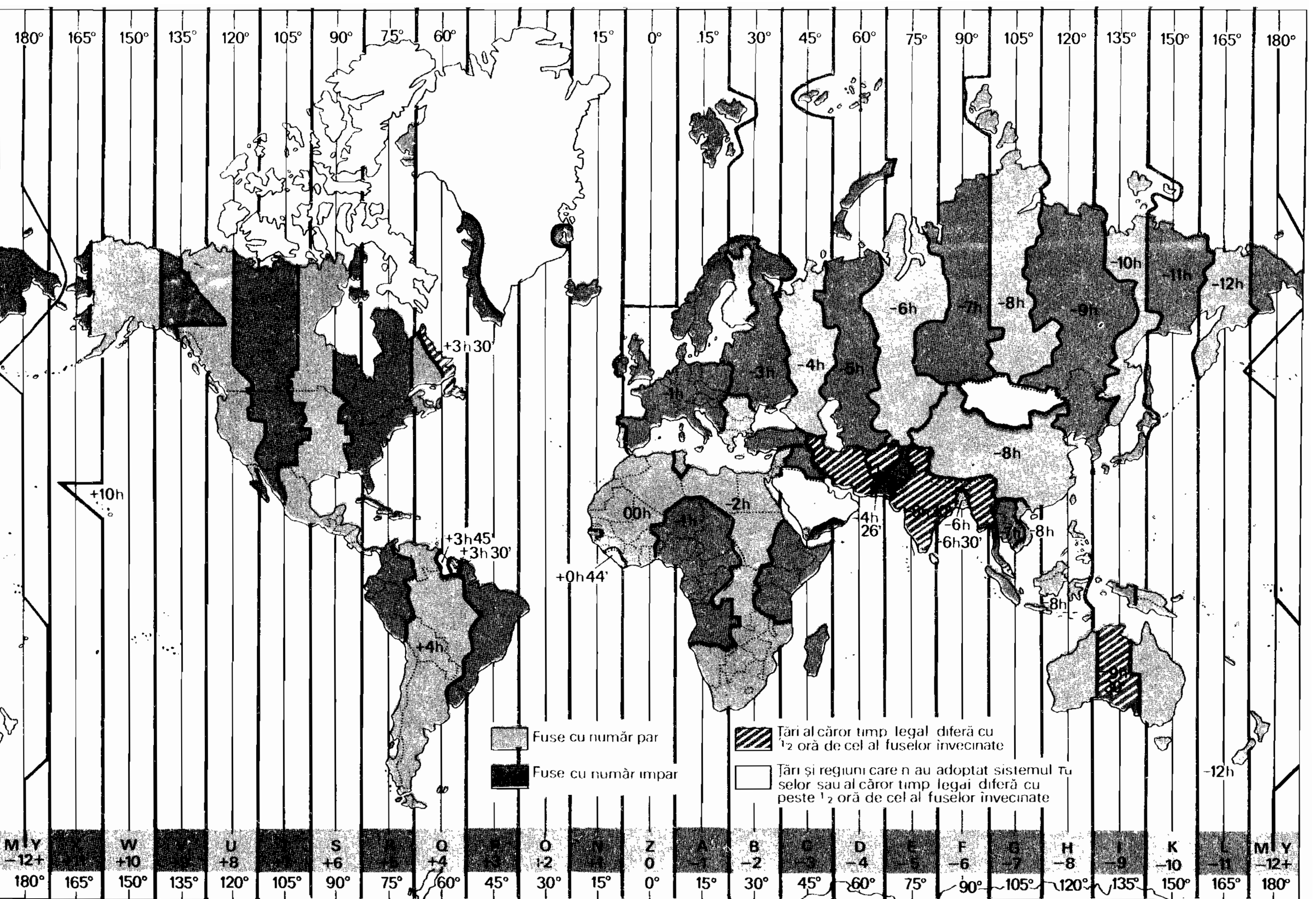


Fig. 5.3 **Fusele orare pe glob (după** *U.S. Navy Oceanographic Office*, **nr. 5192).**

44,^{m}5 în întîrziere), Guyana (3^h 45^m în întîrziere), insula Chatham (12^h 45^m în avans), Arabia Saudită și R. P. Mongolă. Lista la zi a timpurilor legale de pe glob poate fi găsită în Almanahul aerului *.

Linia internațională de schimbare a datei

Dacă am lua o hartă a lumii sau un glob pe care s-au trasat meridianele de 15° și am număra aceste meridiane spre est începînd cu meridianul Greenwich (0°) am constata că meridianul de 180° este al 12-lea, timpul acestui meridian fiind, implicit, cu 12 ore în avans. Numărînd în mod similar spre vest de la meridianul Greenwich am constata că meridianul de 180° este din nou al 12-lea, acum însă fiind cu 12 ore în întîrziere. Ambele rezultate sînt, desigur, corecte, iar explicația devine evidentă dacă observăm că diferența de timp între 12 ore avans și 12 ore întîrziere este de 24 de ore, adică o zi completă. Exact în momentul în care meridianul de amiază coincide cu meridianul Greenwich, meridianul de 180° coincide cu meridianul orar de miezul nopții. În acest moment, și numai în acest moment, este aceeași zi calendaristică de ambele părți ale meridianului. În toate celelalte momente ziua calendaristică de pe partea vestică (asiatică) a meridianului de 180° este cu o zi înainte față de cea de pe partea estică (americană). De pildă, dacă pe partea asiatică este luni, pe cea americană este duminică. Putem evita confuziile și obține data corectă dacă ne amintim că, numărînd orele de la meridianul Greenwich spre est în jurul globului, deci prin Asia, meridianul de 180° este în avans cu 12 ore, ceea ce înseamnă că partea asiatică a acestui meridian se află cu o zi înaintea celeilalte părți.

La vremea cînd Oceanul Pacific era traversat lent cu veliere sau vapoare de mică putere o întreagă zi calendaristică era pur și simplu omisă în călătoriile spre vest și o întreagă zi se repeta în călătoriile spre est. Schimbarea se făcea în orice loc și moment convenabil în mijlocul oceanului, de regulă în așa fel încît să nu apară două duminici într-o săptămînă sau săptămîna să nu rămînă fără duminică **.

Tocmai datorită faptului că nu däduseră calendarul înainte cu o zi întreagă, echi-

* O listă a fuselor orare pe glob este dată în Anuarul Observatorului astronomic din București.— *N. red. rom.*
** Willis E. Johnson, *Mathematical Geography*, American Book Co. New York, pp. 96—103, 1907.

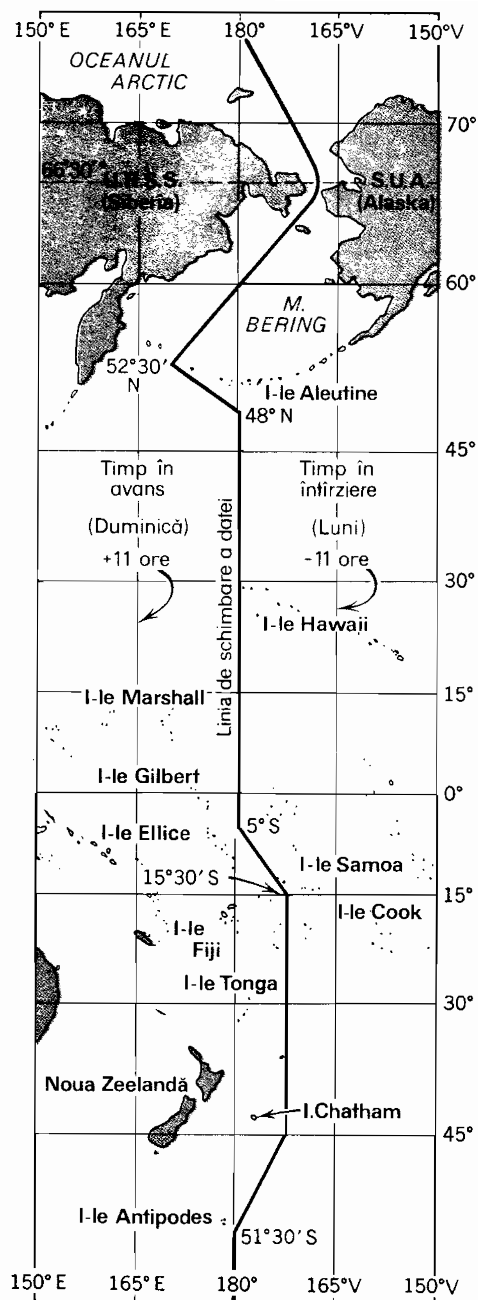


Fig. 5.4 Linia internațională de schimbare a datei

pajul singurei nave care s-a întors din călătoria lui Magellan și care a ajuns la Sevilla după ce înconjurase globul în direcția vestică, a constatat că în Spania era 8 septembrie 1522, pe cînd după propria lor socoteală trebuia să fie numai 7 septembrie.

Zburînd peste Pacific în avioane cu reacție de mare viteză, călătorii fac corecția de 24 de ore în momentul trecerii peste meridianul de 180°. Să presupunem că avionul zboară spre est, către America de Nord, și că traversează meridianul la $4^h\ 00^m$ p.m. (timp legal cu 12 ore în avans) într-o zi de marți. În momentul traversării, timpul devine $4^h\ 00^m$ p.m. luni. Dacă se zboară spre spre vest, către Asia orientală, timpul se dă înainte cu o zi întreagă. De exemplu, dacă se traversează meridianul la $9^h\ 30^m$ a.m. miercuri, timpul devine $9^h\ 30^m$ a.m. joi.

Datorită acestor particularități meridianul de 180° a fost ales ca linie internațională de schimbare a datei la Conferința internațională privind meridianele, ținută la Washington în 1884 (fig. 5.4). A fost una dintre întîmplările fericite pentru civilizația modernă faptul că, după intrarea în uz larg a meridianului Greenwich în țările de limbă engleză ca bază internațională pentru calcularea longitudinii, s-a constatat că meridianul de 180° se află într-o poziție aproape ideală: chiar în mijlocul celei mai mari întinderi oceanice a lumii. Cu toate acestea, linia internațională de schimbare a datei a trebuit să fie deviată atît spre est cît și spre vest pentru a permite anumitor porțiuni de uscat și grupuri de insule să aibă aceeași zi calendaristică (fig. 5.4). Printr-o deplasare a acestei linii spre est din strîmtoarea Bering, extremitatea estică a Siberiei a fost inclusă în partea asiatică, iar printr-o deplasare apoi spre vest insulele Aleutine au putut fi cuprinse alături de peninsula Alaska. La cîteva grade sud de ecuator linia de schimbare a datei este împinsă spre est cu $7^1/_2°$ pentru a nu depăși grupurile de insule Ellice, Wallis, Fiji și Tonga, care au aceeași zi ca și Noua Zeelandă.

Durata zilelor pe glob

Unul dintre aspectele cele mai curioase ale timpului pe glob este modul în care apar și dispar zilele calendaristice. Dacă o zi durează 24 de ore într-un punct anumit de pe glob și aceeași serie de ore ajunge în puncte situate mai spre vest după un anumit interval, rezultă că o zi calendaristică durează mai mult de 24 de ore pentru Pămînt luat în totalitate. Ca să înțelegem mai bine această idee vom folosi următoarele mijloace vizuale:

Ținem un mic glob în mîini astfel încît Oceanul Pacific să fie îndreptat spre noi și ne imaginăm că linia internațională de schimbare a datei este o fantă îngustă trasată de la pol la pol de-a lungul meridianului de 180°. (Să presupunem deocamdată că această linie nu prezintă devieri față de meridian.) Ne imaginăm acum că zilele calendaristice — luni, marți etc. — apar din această fantă și se extind pe glob spre vest ca o peliculă fină. Limita anterioară a acestei pelicule se întinde de la pol la pol și corespunde meridianului de miezul nopții. Pelicula care apare din fantă poate fi denumită luni, iar toate regiunile pe care ea le acoperă au ziua calendaristică de luni. Înaintînd cu 15° de longitudine pe oră, meridianul de miezul nopții (adică limita anterioară a peliculei) va avea nevoie de 12 ore pentru a ajunge la meridianul Greenwich. În acest moment, în Marea Britanie este miezul nopții, iar ziua calendaristică de luni acoperă emisfera estică. Emisfera vestică are încă ziua calendaristică de duminică, pe care ne-o putem imagina ca retrăgîndu-se în fața zilei de luni. După 12 ore pelicula imaginară pe care o numim luni acoperă întregul glob, iar limita ei a ajuns din nou la fanta de pe meridianul 180°. În acest moment ziua de luni acoperă întregul Pămînt și este singura zi calendaristică existentă pretutindeni.

Deoarece nici o zi calendaristică nu poate depăși linia de schimbare a datei, va trebui să ne imaginăm că luni dispare în fanta din care a început să apară cu 24 de ore mai înainte. Pe măsură ce se întîmplă aceasta, următoarea zi calendaristică, marți, începe să se ivească din fantă și să se extindă spre Asia peste Oceanul Pacific. Sîntem în măsură acum să răspundem la o întrebare destul de complicată: care este numărul total de ore pe durata cărora ziua calendaristică de luni va exista pe Pămînt? Răspunsul este: 48 de ore. Pentru ca pelicula ce reprezintă ziua de luni să se desfășoare și să acopere complet globul, sînt necesare 24 de ore, iar alte 24 de ore sînt necesare pentru ca ea să dispară din nou în fantă. Rezultă prin urmare că ziua de luni este prezentă pe suprafața Pămîntului pe o perioadă continuă de 48 de ore, deși pentru orice punct anumit de pe glob ea durează numai 24 de ore.

Timp solar și timp sideral

Din nefericire Soarele este un cronometru imprecis, care uneori rămîne în urmă, alteori o ia înainte, cu variații de peste o jumătate de oră între cele două extreme. Stelele, pe de altă parte, sînt un ceasornic perfect care însă nu funcționează potrivit sistemului convențional de ore și zile utilizat de ceasurile și calendarele noastre. Sistemul nostru de timp ține seama de media erorilor solare, depinzînd astfel în esență de Soare, dar stelele sînt folosite pentru a verifica precizia *timpului solar* corectat. Scopul principal al studierii timpului solar este de a afla în ce măsură și din ce cauze acesta diferă de timpul stelelor *(timpul sideral)* și de ce Soarele o ia înainte sau rămîne în urmă în diferite epoci ale anului.

Intervalul de timp necesar pentru o rotație de 360° a Pămîntului care să aibă ca efect revenirea unei stele în aceeași poziție pe cer, este de $23^h\ 56^m\ 4^s{,}09$ de timp solar mediu și se numește zi siderală. Perioada de timp necesară pentru trecerile succesive ale Soarelui la un meridian dat (de exemplu de la o amiază la alta) cuprinde exact 24 de ore (valoare medie pe întregul an) și se numește *zi solară medie*. Motivul pentru care această valoare este de exact 24 de ore, fără nici o fracțiune în plus sau în minus, rezultă tocmai din sistemul nostru cu zile de 24 de ore care a fost ales pentru împărțirea în părți egale a zilei solare medii.

Ziua solară este cu circa 4 minute mai lungă decît ziua siderală. Vom înțelege acest lucru dacă privim figura 5.5 în care dimensiunile Pămîntului sînt mult exagerate. Să presupunem că, atunci cînd Pămîntul se află în punctul *A*, Soarele și o stea anumită sînt împreună exact deasupra aceluiași meridian în același moment. În ziua următoare, după ce Pămîntul s-a rotit cu 360°, steaua se află din nou deasupra meridianului dar, deoarece Pămîntul s-a deplasat cu circa 1° pe orbita sa, este necesară o mică rotire suplimentară pentru ca și Soarele să ajungă deasupra meridianului. Din acest 1° în plus față de rotația completă de 360° rezultă cele 4 minute suplimentare.

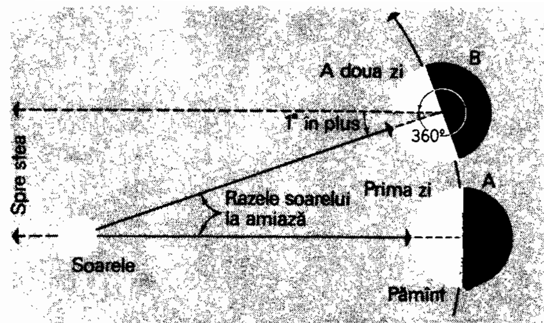


Fig. 5.5 Pămîntul trebuie să se rotească ceva mai mult de 360° în fiecare zi pentru ca Soarele să revină în poziția de amiază.

Timpul solar adevărat și timpul solar mediu

Pentru determinarea amiezii solare putem folosi o vergea dreaptă verticală, de la baza căreia tragem o linie dreaptă spre nordul adevărat. Cînd umbra vergelei coincide exact cu linia nordului avem momentul amiezii solare, Soarele aflîndu-se deasupra meridianului ce trece prin vergea *. Dacă am nota zi după zi, pe întreaga durată a anului, momentul amiezii solare în raport cu un ceasornic precis, am constata că în anumite epoci amiaza este cu cîteva minute în avans, sau cu cîteva minute în întîrziere, și că numai în 4 zile din întregul an Soarele trece la meridian exact la timp.

Timpul solar adevărat este sistemul de zile și ore care se bazează în mod strict pe mișcarea Soarelui, schimbîndu-și deci valoarea de la o zi la alta. *Timpul solar mediu* este sistemul de zile și ore calculat matematic, astfel încît să dea valoarea medie a fiecărei ore și zile. Soarele imaginar care ar ține seama de timpul solar mediu a fost denumit de astronomi *soare mediu*. Toate ceasornicele folosite de noi măsoară timpul solar mediu. Diferența de valoare dintre timpul solar *adevărat* și cel mediu se numește *ecuația timpului*. Soarele este considerat *în avans*, atunci cînd trece la meridian înainte de ora 12 amiază timp solar mediu, iar ecuația timpului este în acest caz *pozitivă*. Cînd Soarele este *în întîrziere*, adică atunci cînd el trece la meridian *cu întîrziere*, ecuația timpului are o valoare negativă. Din septembrie pînă în decembrie Soarele este în avans; din ianuarie pînă în martie el este în întîrziere. În aceste două perioade ecuația timpului atinge respectiv valoarea de plus 16 și minus 14 minute. În mai Soarele este din nou în avans, în iulie și august el este din nou în întîrziere, dar în aceste perioade ecuația timpului nu depășește plus 4° și respectiv minus $6^1/_2$°.

* În emisfera sudică umbra va fi îndreptată exact spre sud. Metoda descrisă aici este greu de aplicat la latitudini mici, unde înălțimea Soarelui este mare, iar umbra este scurtă.

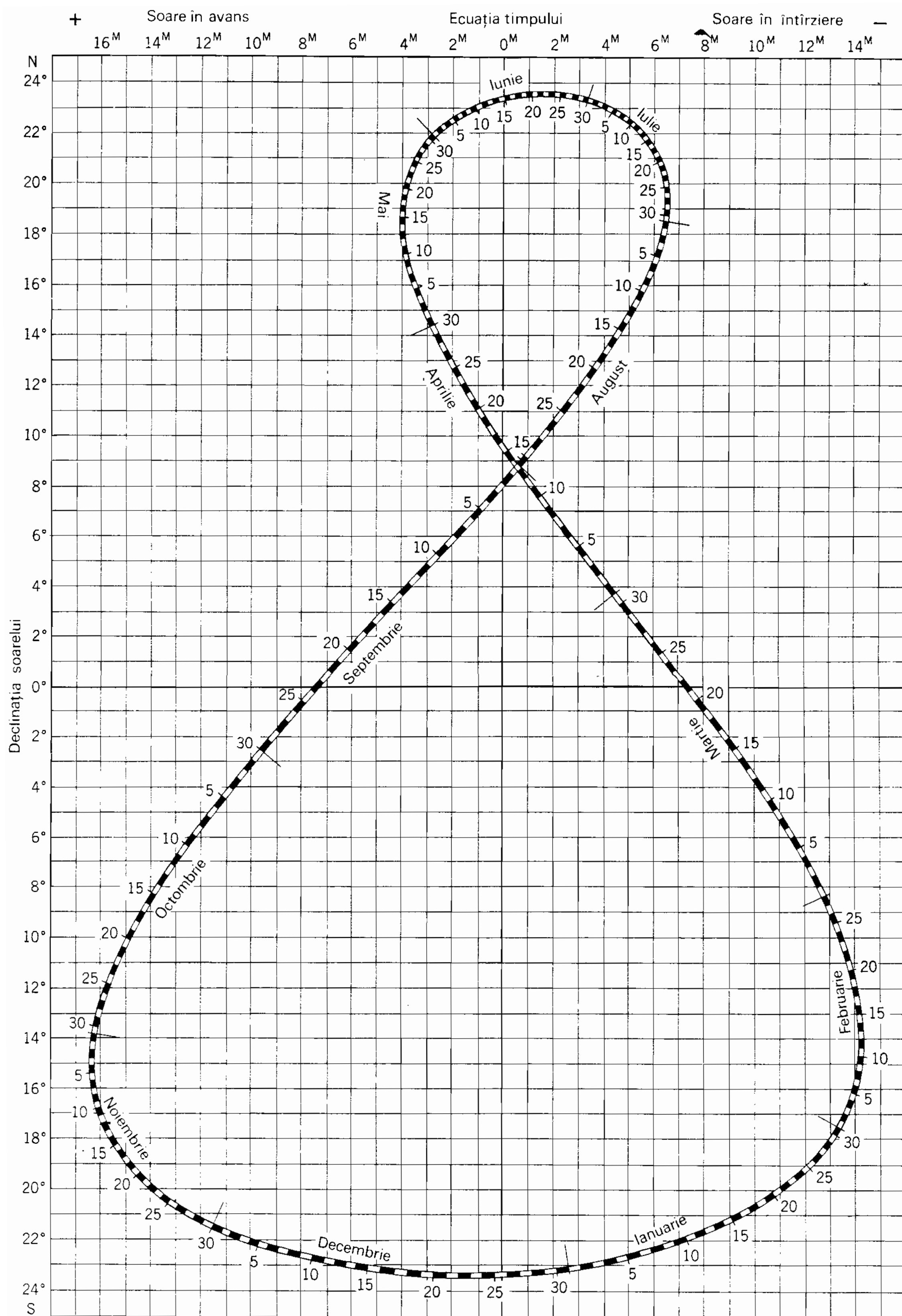


Fig. 5.6 Analemma este un grafic care ne dă declinația Soarelui și ecuația timpului pentru orice zi a anului.

Analemma

Valorile ecuației timpului pentru orice zi a anului se pot calcula cu ajutorul unei diagrame numită *analemmă* (fig. 5.6). Analemma indică două lucruri: (1) ecuația timpului și (2) declinația Soarelui. Valorile ecuației timpului sînt reprezentate spre stînga sau spre dreapta de la linia centrală verticală, în funcție de faptul dacă Soarele este în avans sau în întîrziere. Valorile declinației solare sînt reprezentate deasupra sau dedesubtul liniei centrale orizontale, variind între $23^1/_2°$ sud și $23^1/_2°$ nord. Ca atare, pentru fiecare zi calendaristică există pe analemmă un punct ce reprezintă simultan ecuația timpului și declinația solară. Dacă unim toate aceste puncte cu o linie curbă obținem un grafic curios în formă de opt. Adesea pe globurile terestre se poate găsi o analemmă rudimentară, imprimată în dreptul Oceanului Pacific, pe ecuator.

O analemmă naturală rudimentară se poate obține în modul următor: executăm un mic orificiu într-un stor sau într-un geam înegrit de pe peretele sudic. Raza de soare ce pătrunde prin orificiu va forma o pată luminoasă pe podea. Dacă marcăm zilnic la amiază (după timpul solar mediu) poziția petei de lumină pe întreaga durată a anului, vom obține o analemmă.

Explicația cuprinzătoare a cauzei pentru care Soarele o ia înainte sau rămîne în urmă în acest mod ciudat, dar sistematic, depășește cadrul prezentei lucrări; putem totuși da o lămurire parțială. Ecuația timpului este determinată de combinația a două influențe, care amîndouă tind să modifice intervalul dintre trecerile succesive ale Soarelui la meridian. Una dintre influențe este viteza variabilă a Pămîntului în diferite porțiuni ale orbitei sale. Marele astronom Kepler a descoperit legile fundamentale ale mișcării planetelor pe orbitele lor. Prima lege enunță că orbita fiecărei planete este o elipsă; a doua lege precizează că o planetă se mișcă cu o asemenea viteză încît linia dreaptă ce unește planeta de Soare (raza vectoare) parcurge arii egale în timpuri egale. Este evident din figura 5.7 că, pentru ca raza vectoare să parcurgă aceeași arie în unitatea de timp cînd Pămîntul se află lîngă periheliu (A), acesta din urmă trebuie să-și mărească viteza de revoluție. Pe de altă parte, cînd Pămîntul se află lîngă afeliu (B), raza vectoare este relativ lungă și va parcurge aceeași arie în unitatea de timp, numai dacă Pămîntul se deplasează mai lent pe orbită, Atunci cînd Pămîntul se deplasează mai iute, el trebuie să se rotească ceva mai mult decît de obicei pentru ca Soarele să treacă deasupra aceluiași meridian în zile succesive, și ceva mai puțin atunci cînd se deplasează mai lent lîngă afeliu. În consecință, Soarele real tinde să depășească soarele mediu în porțiunea mai îndepărtată a orbitei și să rămînă în urma lui în porțiunea mai apropiată.

Cealaltă influență care acționează asupra ecuației timpului este întrucîtva mai greu de înțeles. Datorită înclinării axei terestre intervalul de timp a două treceri succesive la meridian se schimbă sistematic de la echinocțiu la solstițiu și apoi din nou spre echinocțiu. Cauza acestei schimbări nu este clară decît dacă abordăm subiectul din punct de vedere astronomic, considerînd drumul anual al Soarelui printre stele (ecliptica) în raport cu cercurile meridiane de pe o sferă cerească imaginară. Există tendința ca Soarele să o ia înainte de două ori pe an (din mai pînă în iulie și din noiembrie pînă în ianuarie) și să rămînă în urmă tot de două ori pe an (din august pînă în octombrie și din ianuarie pînă în aprilie). Suprapunerea acestei tendințe peste cea rezultată din variația vitezei de revoluție dă naștere efectelor neobișnuite marcate de analemmă.

Folosirea analemmei

O analemmă corect construită este un instrument util pentru rezolvarea problemelor de felul următor:

1. Cînd se va afla Soarele la meridian, iar umbra unei vergele verticale va indica nordul adevărat? Răspunsul la această între-

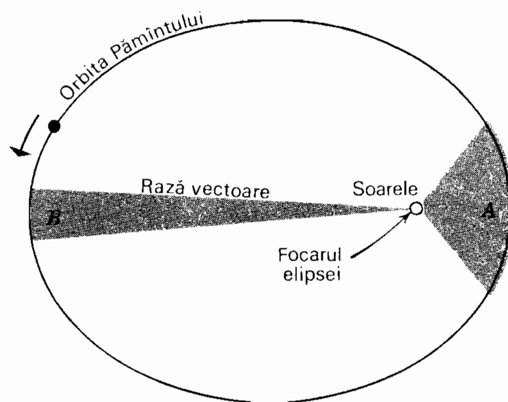


Fig. 5.7 Raza vectoare trebuie să acopere arii egale în timpuri egale.

bare devine necesar atunci cînd vrem să trasăm o linie nord-sud adevărată, sau cînd dorim să cunoaștem momentul adecvat pentru citirea înălțimii Soarelui la amiază. Iată acum o rezolvare sistematică a acestei probleme. Să presupunem că locul este orașul New York, 74° longitudine vestică, iar data 25 februarie. Pentru a evita confuziile, începem totdeauna calculele cu cifra 12^h 00^m *amiază*, reprezentînd amiaza solară adevărată.

Amiaza solară adevărată a meridianului local	12^h 00^m amiază
Ecuația timpului pentru 25 februarie (dacă este *în întîrziere*, adăugăm. Dacă este *în avans*, scădem)	0^h 13^m în întîrziere
Timpul solar mediu al meridianului local	12^h 13^m p.m.
Corecția pentru diferența dintre meridianul local și meridianul central al fusului (75° long. vestică) la echivalența de 1° = 4 (dacă meridianul central se află spre vest scădem corecția; dacă se află spre est, o adăugăm)	0^h 04^m
	12^h 09^m p.m.

Astfel un ceas potrivit după timpul legal al zonei răsăritene va indica 12^h 09^m p.m. în momentul trecerii Soarelui la meridianul central în ziua de 25 februarie.

2. Care va fi înălțimea Soarelui la amiază într-un punct dat la o dată anumită? Să presupunem că punctul este Capetown, în Republica Sud-Africană, la 34° latitudine sudică și că data este 10 decembrie.

Declinația Soarelui la 10 decembrie (conform analemmei)	23°S
Latitudinea orașului Capetown	34°S
Diferența în grade dintre aceste două paralele	11°
Diferența dintre 11° și 90° *(răspuns)*	79°

La 10 decembrie înălțimea Soarelui de amiază la Capetown este de 79° deasupra orizontului nordic.

Momentul exact al răsăritului și al apusului

În cele expuse pînă acum explicațiile referitoare la lungimea zilei și a nopții ca și la momentul răsăritului și apusului au fost mult simplificate, prin faptul că am presupus că Pămîntul este lipsit de atmosferă (neexistînd deci refracția razelor de lumină) și că Soarele este o sursă luminoasă foarte mică. Dacă lucrurile ar sta într-adevăr astfel, lungimea zilei la echinocțiu ar avea o valoare foarte apropiată de 12 ore, cu răsăritul Soarelui la 6^h 00^m a.m. ora locală și cu apusul la 6^h 00^m p.m. ora locală. Consultînd un almanah, vom constata totuși că la echinocțiu lungimea zilei este de circa 12 ore și 10 minute pentru punctele situate la aproximativ 40° latitudine (New York, Chicago, San Francisco). După introducerea corecțiilor de longitudine și ecuație a timpului, așa cum s-a arătat mai sus, momentul răsăritului poate fi totuși, să zicem, 5^h 56^m a.m., iar momentul apusului 6^h 05^m p.m. De ce este ziua cu 8—10 minute mai lungă decît 12 ore la latitudinea respectivă? Doi factori contribuie la aceasta.

Mai întîi, din cauza atmosferei terestre, razele de lumină sînt deviate, astfel încît o linie de vizare este ușor curbată, cu convexitatea în sus, așa cum s-a arătat în capitolul 1. O rază de lumină orizontală coboară deci sub curbura Pămîntului, și, implicit, orizontul nostru vizual coboară și el într-o mică măsură, cu aproximativ 36 minute de arc (fig. 5.8). Din această cauză Soarele se poate vedea un timp mai îndelungat decît dacă ar lipsi atmosfera terestră, iar ziua se lungește, în consecință.

În al doilea rînd Soarele este un disc luminos al cărui diametru mediu este de circa 32 minute de arc, așa cum se vede de pe Pămînt. Răsăritul este definit ca momentul apariției marginii superioare *(bordul superior)* a discului solar deasupra orizontului, iar apusul ca momentul dispariției totale a *bordului* superior sub orizont. Atît la răsărit cît și la apus se adaugă deci zilei un timp suplimentar, necesar ca Soarele să răsară și să apună cu o jumătate din diametrul său, adică 16′ în fiecare caz. Adăugînd 16′ la 36′ obținem 52′ ceea ce, pe o traiectorie înclinată la 40° latitudine echivalează la aproximativ 4^m 30^s de timp (fig. 5.9). Dublînd această valoare pentru a cuprinde

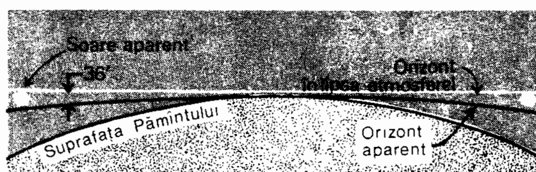


Fig. 5.8 Refracția atmosferică coboară orizontul aparent.

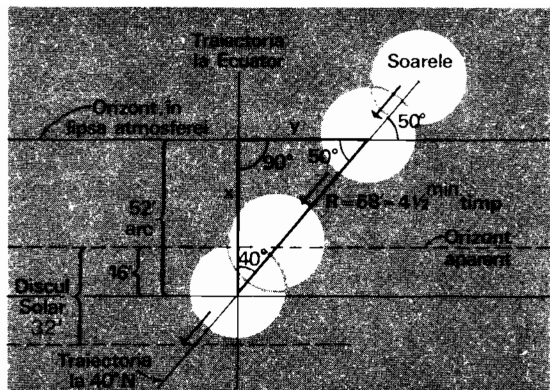


Fig. 5.9 Drumul înclinat parcurs de Soare la apus, la latitudinile medii, prelungește timpul necesar pentru dispariția acestuia sub orizont, în comparație cu drumul perpendicular de la ecuator.

atît răsăritul cît și apusul, obținem un total de circa 9′, foarte apropiat de valoarea dată în almanah ca depășire peste 12 ore. La latitudini mai mari depășirea va crește, datorită unghiului mai mic al traiectoriei înclinate a Soarelui în momentul trecerii sub orizont. Din această cauză la echinocțiu lungimea zilei la 72° latitudine nordică este de aproximativ 12^h 21^m adică cu circa 14^m mai lungă decît la ecuator, unde este de numai 12^h 07^m.

Almanahul aerului

O sursă autorizată de date astronomice pentru navigație este Almanahul aerului, elaborat în comun de Oficiul britanic al almanahului nautic, de la Observatorul regal Greenwich, și de Oficiul almanahului nautic al Observatorului naval al S.U.A., cu sediul la Washington. Lucrarea se tipărește separat în cele două țări și apare în trei numere pe an, cuprinzînd perioadele ianuarie — aprilie, mai — august și septembrie — decembrie. Alte două surse autorizate sînt *Almanahul nautic* și *Efemeridele* și *Almanahul nautic american*, de asemenea publicate în comun cu Marea Britanie.

În *Almanahul aerului* putem găsi declinația Soarelui, momentul răsăritului și apusului, precum și durata crepusculului civil pentru un mare număr de latitudini *. De asemenea almanahul indică timpul oficial al majorității țărilor de pe glob. Cea mai mare parte a lui este formată din tabele indicînd poziția precisă a Soarelui, Lunii și planetelor. El mai cuprinde hărți și diagrame stelare.

* Vezi prima notă de la pag. 83

Capitolul 6
Luna și mareele

O BUNĂ ÎNȚELEGERE A MAREELOR oceanice și a curenților mareici este absolut necesară geografului care studiază geografia coastelor, formele de relief litorale, comerțul maritim, sistemele portuare, recuperarea terenurilor mlăștinoase și numeroase alte aspecte ale activității omului ce se desfășoară pe țărmuri sau în apropierea acestora. Deși fenomenul de maree are mică însemnătate sau nu înseamnă aproape nimic pentru locuitorii regiunilor intracontinentale, influența lui este permanentă și vitală pentru populația regiunilor de coastă.

Ca să înțelegem mareele oceanice cu variațiile lor aparent complexe de la o epocă la alta și de la un loc la altul, ne sînt necesare unele cunoștințe despre Lună și mișcările ei. Deși atît Soarele cît și Luna influențează formarea mareelor pe Pămînt, în virtutea apropierii ei mai mari de planeta noastră, Luna este aceea care determină momentele de flux și reflux în oceane. Și, ca atare, vom începe cu studiul orbitei, mișcărilor și fazelor Lunii.

Orbita Lunii

Luna, satelit natural al Pămîntului, are diametrul de aproximativ 3 480 km și masa aproximativ 1/81 din masa terestră. Ea gravitează pe o orbită eliptică, distanța medie dintre Pămînt și Lună fiind de circa 385 000 km. Sensul de revoluție al Lunii este asemănător sensului de revoluție al Pămîntului în jurul Soarelui. Să ne imaginăm că am putea privi sistemul solar dintr-un punct situat astfel încît Polul Nord terestru să se afle sub noi. Vom observa că Luna execută o mișcare de revoluție în sens contrar acelor de ceasornic (fig. 6.1.). Vom nota de asemenea, că Luna se rotește în jurul unei axe aproximativ paralele cu axa terestră și că ambele corpuri cerești au același sens de mișcare, contrar mișcării acelor de ceasornic. Această uniformitate a sensului mișcărilor de revoluție și de rotație este găsită în întregul sistem solar, sugerîndu-ne cu pregnanță că planetele și sateliții lor au putut lua naștere prin condensare dintr-un nor turtit, alcătuit din gaze și praf, aflat în rotație lentă. Proveniența lor dintr-o nebuloasă solară unică ne ajută să explicăm această uniformitate de mișcare pe care o putem observa astăzi.

Orbita Lunii este o elipsă, mult mai turtită decît elipsa orbitei terestre și care are Pămîntul într-unul din focare (fig. 6.2).

Spunem că Luna este la *perigeu* atunci cînd ea se află în punctul cel mai apropiat de Pămînt, și la *apogeu*, atunci cînd se află în punctul cel mai depărtat de Pămînt. Distanța dintre centrul Pămîntului și centrul Lunii este de aproximativ 356 000 km la perigeu și circa 407 000 km la apogeu. Conform legii ariilor a lui Kepler (explicată mai sus în legătură cu ecuația timpului), viteza de revoluție a Lunii este mai rapidă la perigeu și mai lentă la apogeu.



Fig. 6.1 Luna și Pămîntul execută mișcarea orbitală și cea de rotație în același sens.

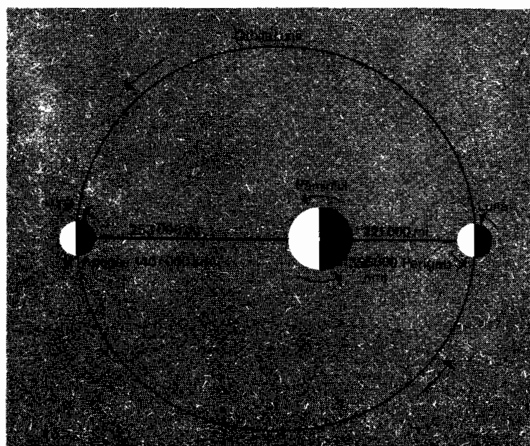


Fig. 6.2 Orbita Lunii este o elipsă. Distanțele sînt de la centrul Pămîntului pînă la centrul Lunii.

Perioada mișcării de revoluție a Lunii

Dacă observăm poziția Lunii în raport cu o stea situată pe cer foarte aproape de ea și apoi o observăm din nou exact după 24 de ore, vom constata că Luna se află la circa 13° mai spre est de steaua respectivă. Rămînînd în urmă spre est cu 13°,2 în 24 de ore, Lunii îi trebuie aproximativ 27 de zile și jumătate pentru a ajunge din nou în același meridian față de stele. Această perioadă, care are 27,32166 zile sau $27^{z}7^{h}43^{m}\ 11^{1}/_{2}^{s}$ se numește revoluția siderală a Lunii. Adică este perioada de timp necesară Lunii pentru a efectua o revoluție în jurul Pămîntului.

În raport cu Soarele, totuși, perioada de revoluție a Lunii este ceva mai lungă: $29^{1}/_{2}$ zile. Explicația acestui fapt este asemănătoare celei date în legătură cu diferența dintre timpul solar și timpul sideral. Deoarece Pămîntul se mișcă pe orbita sa în jurul Soarelui, poziția Soarelui se schimbă treptat față de Stele. Pentru a efectua o revoluție completă în raport cu Soarele, Luna trebuie să parcurgă o mică distanță unghiulară suplimentară peste 360°. Acest timp suplimentar mărește timpul orbital mediu al Lunii la 29,53 zile, adică revoluția sinodică a Lunii. Pe cînd revoluția siderală are totdeauna aceeași durată, revoluția sinodică poate varia cu cîteva ore în plus sau în minus față de cele 29,53 de zile, care nu reprezintă decît o cifră medie. Variația totală posibilă în lungime a revoluției sinodice este de aproximativ 13 ore.

Pentru specialistul în geografie fizică revoluția sinodică prezintă o importanță deosebită, deoarece apariția Lunii pe cer și perioadele de flux și reflux depind tocmai de acest interval de timp.

Înclinația orbitei lunare

Planul în care se află orbita Lunii este înclinat cu 5°09′ față de planul eclipticei (fig. 6.3). Astfel, în timpul unei singure revoluții, Luna se va afla în planul eclipticei numai în două puncte, denumite *noduri*. În mod curent, totuși, Luna poate fi considerată ca deplasîndu-se aproape în planul eclipticei și implicit ca urmînd pe cer un drum foarte asemănător celui parcurs de Soare.

Declinația Lunii

Tot așa cum declinația Soarelui variază într-un interval de 47° de la solstițiul de vară pînă la solstițiul de iarnă, și declinația Lunii poate varia într-un interval similar, dar cu posibilitatea unui adaus de 5°09′ spre nord și spre sud, adică un interval total posibil de 57°12′. Această declinație maximă se produce o dată la fiecare 18 ani și jumătate.

Întregul domeniu de declinații ale Lunii de la maximul sudic la maximul nordic și

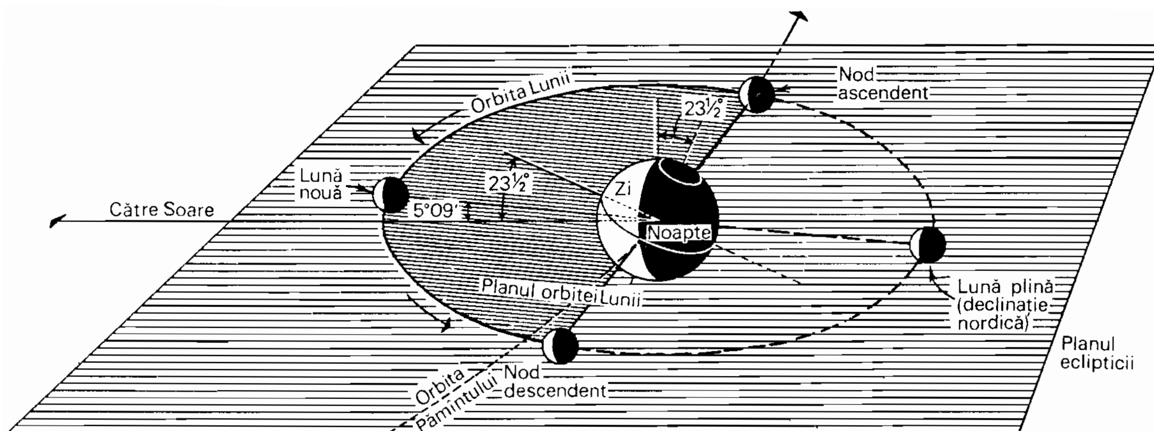


Fig. 6.3 Orbita Lunii, așa cum se prezintă la solstițiul de iarnă.

înapoi se produce în 27,2 zile—perioadă denumită *revoluție tropică*. Aceasta este ca și cum am spune că într-o lună de zile Luna trece prin două „echinocții" și două „solstiții" proprii, în comparație cu schimbările de declinație similare ale Soarelui pe durata unui întreg an. Dacă am reuși să observăm drumul Lunii pe cer în fiecare noapte pe o perioadă de o lună de zile am putea constata că acest drum este foarte jos pe cer într-o parte a lunii, pentru ca apoi să devină destul de înalt, după aproximativ două săptămîni.

Conjuncție, opoziție, cvadratură și sizigii

Cînd Soarele și Luna sînt de aceeași parte a Pămîntului, astfel încît toți acești trei aștri se află aproximativ în linie dreaptă, spunem că Luna este în *conjuncție* cu Soarele (fig. 6.4). În acest moment există posibilitatea unei eclipse de Soare *(eclipsă solară)*, dar fenomenul se produce rar, deoarece Luna este foarte mică, iar planul orbitei lunare este înclinat cu aproximativ 5° față de planul eclipticei. Cînd Luna și Soarele sînt de o parte și de alta a Pămîntului, spunem că ele se află în *opoziție*. Și de data aceasta cei trei aștri sînt aproximativ în linie dreaptă, existînd posibilitatea unei eclipse de Lună *(eclipsă lunară)*, în care umbra Pămîntului cade pe Lună, acoperind-o parțial sau total pentru o scurtă perioadă de timp. Șansele de a observa o eclipsă de Lună dintr-un anumit loc de pe Pămînt sînt mult mai mari decît cele de a observa o eclipsă de Soare.

Noțiunea de *sizigii* îmbină sensurile conjuncției și opoziției. Astfel, dacă ni se spune că Luna este în sizigii, știm că toți cei trei aștri sînt aproximativ în linie dreaptă, dar nu putem preciza dacă Soarele și Luna sînt de aceeași parte sau de părți opuse ale Pămîntului.

În ceea ce privește termenul de *cvadratură* acesta arată că Soarele și Luna sînt dispuse în așa fel încît razele trasate spre Pămînt de la fiecare dintre ele formează un unghi de circa 90° (fig. 6.4). Luna este deci în cvadratură de două ori în fiecare lună sinodică.

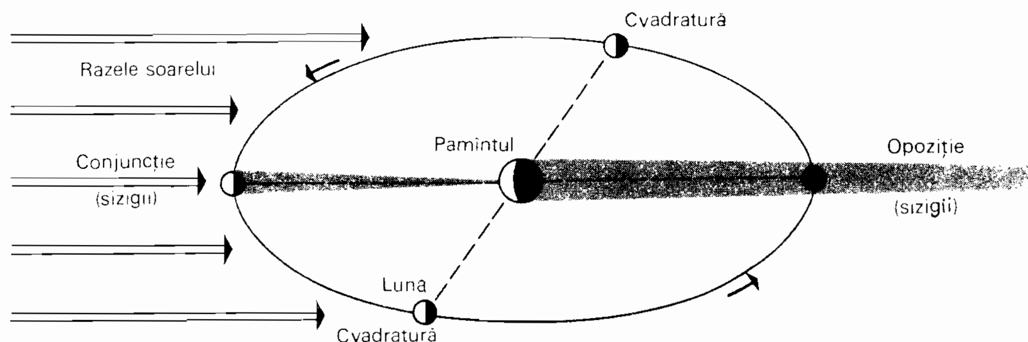


Fig. 6.4 Aceste relații dintre Soare, Lună și Pămînt influențează înălțimea mareelor.

Fazele Lunii

În figura 6.5 sînt înfățișate iluminarea Lunii și a Pămîntului ca și schimbările treptate de aspect *(fazele)* ale Lunii în timpul unei revoluții sinodice. De la început vom preciza că jumătate din suprafața satelitului Pămîntului este permanent luminată de razele Soarelui, tot așa cum este luminată și jumătate din suprafața Pămîntului. Pentru observatorul terestru însă, acea porțiune luminată din jumătatea vizibilă a Lunii variază în timpul unei luni, de la 0 pînă la întreaga jumătate iluminată.

Revoluția sinodică începe cu faza de *Lună nouă*, cînd Soarele și Luna sînt în conjuncție (vezi fig. 6.5). Deoarece jumătatea iluminată a Lunii se află în întregime pe partea invizibilă de pe Pămînt, Luna pare complet întunecată observatorului terestru, cu excepția unei ușoare licăriri de lumină reflectată pe ea de către Pămînt. Există și un alt motiv pentru care nu putem vedea Luna în această fază. Așa cum rezultă din ilustrație, atît Soarele cît și Luna sînt aproximativ în aceeași poziție pe bolta cerească, astfel încît razele orbitoare ale Soarelui ascund vederii noastre Luna. În această fază Luna și Soarele răsar aproximativ în același timp și se deplasează împreună. Spunînd acest lucru ne exprimăm, desigur, în termeni generali, deoarece Luna se mișcă mai încet pe cer, rămînînd în urmă cu circa 12° la fiecare 24 de ore.

La aproximativ $3^3/_4$ zile după conjuncție, Luna a parcurs 1/8 din orbita sa (fig. 6.5). Ea este acum vizibilă pe cer sub forma unui corn subțire, cu vîrfurile îndepărtîndu-se de

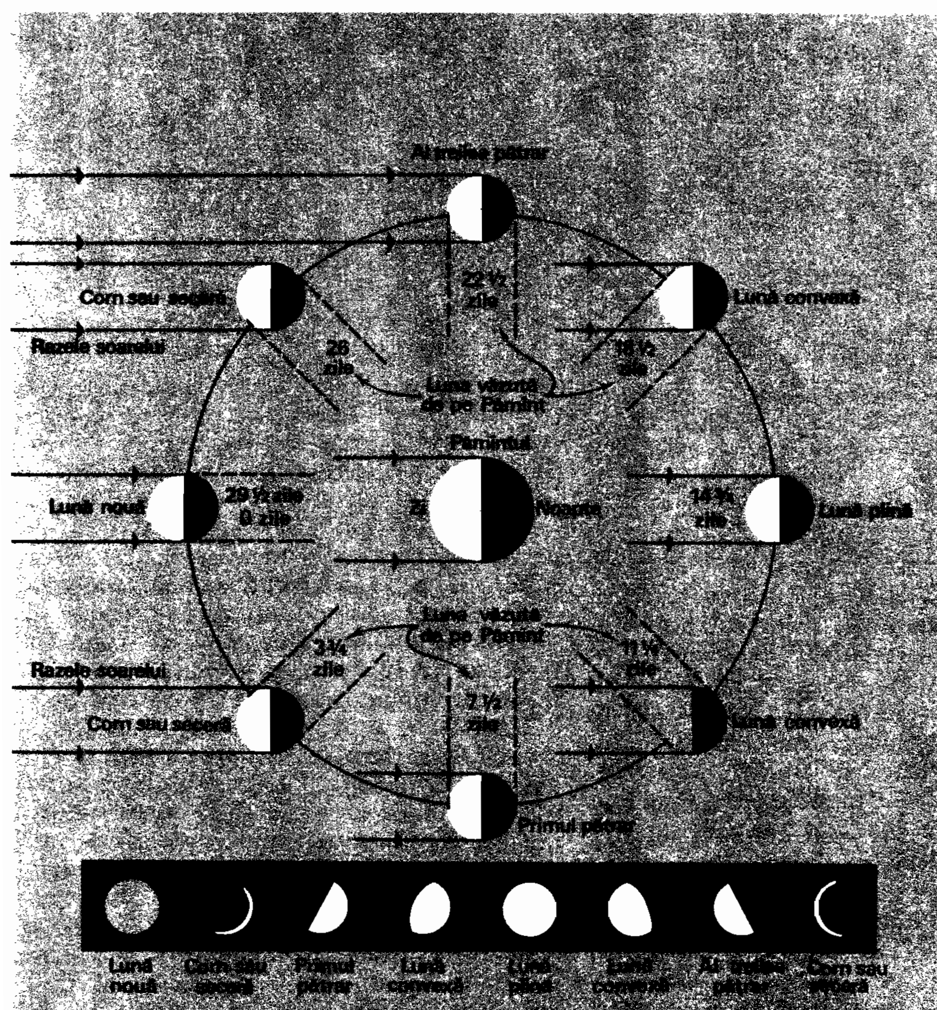


Fig. 6.5 Fazele Lunii. Diagramele din partea de jos prezintă forma Lunii așa cum se vede în jumătatea sudică a boltei cerești.

Soare. Aceasta este faza de *Lună nouă în creștere spre primul pătrar* (cornul Lunii). În cele 3 zile și trei sferturi precedente Luna a rămas în urma Soarelui cu aproximativ 45°, ceea ce înseamnă că semiluna răsare la orizontul estic în momentul cînd Soarele se află deja undeva pe bolta cerească la mijlocul distanței dintre orizont și poziția sa la amiază. Luna în creștere urmează același drum general ca și Soarele, dar continuă să fie vizibilă pe partea vestică a cerului mult timp după ce Soarele a apus.

După ce au trecut aproximativ 7 $^1/_2$ zile din revoluția sinodică are loc cvadratura (fig. 6.5). Luna este acum în faza *primului pătrar*, apărînd sub forma unei jumătăți de disc luminos. În linii mari, în această fază Luna răsare aproximativ în momentul cînd Soarele este la amiază și atinge punctul cel mai înalt pe bolta cerească în momentul în care Soarele apune (spunînd acestea considerăm că Soarele răsare și respectiv apune la aproximativ 6^h00^m a.m. și 6^h00^m p.m., așa cum se întîmplă în perioada echinocțiilor sau în regiunile de lîngă ecuator).

După ce Luna a parcurs 3/8 din orbita sa, adică după circa 11 $^1/_4$ zile, o vedem pe cer iluminată pe trei sferturi. Aceasta este descrisă ca o *Lună convexă*.

După scurgerea a 14 $^3/_4$ zile din revoluția sinodică, Luna este în opoziție cu Soarele și se află în faza de *Lună plină*, întreaga jumătate iluminată fiind vizibilă de pe Pămînt. Întrucît Luna și Soarele se găsesc de o parte și de alta a Pămîntului, Luna plină atinge punctul maxim pe bolta cerească în jurul miezului nopții. Dacă ziua și noaptea sînt aproximativ egale ca lungime, Luna răsare cînd Soarele apune și apune cînd Soarele răsare.

Revenim acum la figura 6.3 în care ne sînt prezentate condițiile existente în preajma solstițiului de iarnă, în ultima parte a lunii decembrie. Cînd Luna este plină, declinația ei nordică este maximă, iar razele ei cad pe suprafața Pămîntului vertical în zona Tropicului Racului. Drumul Lunii pe cer este acum relativ înalt pentru observatorii din emisfera nordică, ceea ce explică observația populară că iarna Luna plină „călărește pe sus“. Pe de altă parte, în epoca solstițiului de vară drumul Lunii pline este mai jos pe cer, iar strălucirea Lunii este mai slabă decît în timpul iernii.

Celelalte faze ale Lunii sînt similare celor descrise, cu singura deosebire că au loc în ordine inversă. O diferență importantă este faptul că Luna apare ca o imagine în oglindă a fazelor corespunzătoare din prima jumătate a revoluției sinodice. De exemplu, vîrfurile cornului, deși se îndepărtează de Soare, sînt orientate în sens opus față de cel al cornului Lunii, datorate Lunii noi în creștere.

După 26 de zile de revoluție sinodică ajungînd la faza corn lunar, Luna a rămas acum atît de mult în urma Soarelui pe bolta cerească încît ne dă impresia că se află cu 45° înaintea Soarelui. În ziua a 29-a Luna a revenit într-o poziție aproape coincidentă cu a Soarelui, iar revoluția sinodică se apropie de sfîrșit.

Mișcarea de rotație a Lunii

Dacă fotografiem Luna de pe Pămînt în repetate rînduri și comparăm cu atenție fotografiile obținute vom constata că 41% din suprafața Lunii este permanent invizibilă și că o hartă a Lunii realizată pe baza acestor fotografii nu ne poate înfățișa decît 59% din suprafața totală a satelitului nostru. Este, prin urmare, evident că Luna prezintă Pămîntului în permanență aceeași parte, ceea ce înseamnă că ea se rotește în jurul axei sale exact o dată în fiecare lună siderală de 27,32166 de zile. Se consideră că fenomenul de frecare produs de maree este cauza încetinirii mișcării de rotație a Lunii, așa încît aceasta nu se mai rotește în concordanță cu Pămîntul.

Gravitația și mareele

Cu toate că încă din primul secol al erei noastre se știa că *mareea*, sau ridicarea și coborîrea periodică a nivelului oceanelor, este influențată într-un mod oarecare de Soare și Lună, explicația reală a acestui fenomen nu a putut fi dată decît după ce Isaac Newton a descoperit legea gravitației universale în 1686.

Deoarece mareele depind de gravitație, adică de atracția reciprocă dintre două mase oarecare, este util să reamintim legea gravitației universale: *două corpuri se atrag reciproc cu o forță proporțională cu produsul maselor lor și invers proporțională cu pătratul distanței dintre ele*.

Conform primei părți a acestei legi, dacă unul dintre corpuri are masa dublă față de un altul, acesta va exercita o forță de atracție dublă în raport cu forța de atracție reciprocă a celui mai mic. Potrivit celei de

a doua părți a legii, dacă distanța dintre două mase se dublează, forța de gravitație scade la 1/4 din valoarea anterioară.

Mareele lunare

Vom folosi acum figura 6.6 în care Pămîntul este reprezentat complet acoperit de Oceanul planetar cu o adîncime uniformă. Porțiunea *T* a globului este mai puternic atrasă de Lună, deoarece este cea mai apropiată. Lîngă *C* (centrul Pămîntului), forța de atracție a Lunii este mai mică decît în *T*, iar în *A* ea atinge valoarea minimă. Deoarece atracția gravitațională scade de la *T* spre *A*, există tendința de deformare a sferei terestre: apa oceanică din *T* încearcă să se desprindă de masa principală a Pămîntului cu centrul în *C*, iar corpul principal al Pămîntului tinde să se desprindă de apa oceanică din *A*. Sfera terestră se alungește pe direcția Lunii luînd forma unui elipsoid. În ceea ce privește mareele oceanice putem considera că partea solidă a Pămîntului nu este afectată de această forță de deformare, deși se înregistrează o ușoară reacție în acest sens, sub forma *mareelor terestre*. Oceanele însă, constituind o masă fluidă, răspund cu ușurință chiar la solicitarea unor forțe mici, apa deplasîndu-se spre punctele *T* și respectiv *A*.

Studiul detaliat al forțelor ce produc fenomenul de maree iese din cadrul prezentei lucrări. Este suficient să spunem aici că forța generatoare de maree rezultată din micșorarea atracției gravitaționale a Lunii de la *T* către *A* (fig. 6.6) poate fi redusă la componenta sa care acționează paralel cu suprafața Pămîntului. Distribuția sa este indicată prin săgeți în figura 6.7. Forța de tracțiune este nulă de-a lungul cercului mare care trece prin punctele *N* și *S*, crescînd la maximum pe cercurile mici ce se află la 45° și 135° de arc de punctul *T*. De la acest maximum forța de tracțiune scade din nou la zero în punctele *T* și *A*.

Pămîntul este astfel delimitat în două emisfere de influență a mareelor. Apa oceanică tinde să „curgă" spre centrele *T* și *A*, unde nivelul ei se va ridica și să se îndepărteze de cercul mare *N-S* pe care forța de tracțiune este nulă și unde nivelul apei va coborî.

Perioada mareelor lunare

Deoarece Pămîntul se rotește în jurul axei sale de la vest spre est cele două centre de maree *T* și *A* se deplasează spre vest în raport cu suprafața terestră. În orice punct de pe glob situat lîngă ecuator trecerea unuia dintre aceste centre provoacă o ridicare a nivelului apei pînă la un maximum denumit *maree înaltă*, în timp ce la mijlocul distanței dintre ele nivelul oceanului scade la un minimum denumit *maree joasă*. Între aceste extreme se situează nivelul mediu al mareelor, care este media mareelor înalte și joase luate pe o perioadă lungă de timp.

Durata rotației Pămîntului în raport cu luna este de 24 ore și 50 de minute, în care timp se produc două maree înalte și două maree joase. Mareele înalte se succed deci la aproximativ $12^h 30^m$, iar intervalul dintre o maree înaltă și proxima maree joasă este de aproximativ $6^h 15^m$. Deoarece ziua noastră calendaristică de 24 de ore se bazează pe mișcarea aparentă a Soarelui mediu, iar mareea este determinată de Lună, mareele înalte sau joase într-un anumit loc se produc zilnic cu 50 de minute întîrziere față de ora din ziua precedentă.

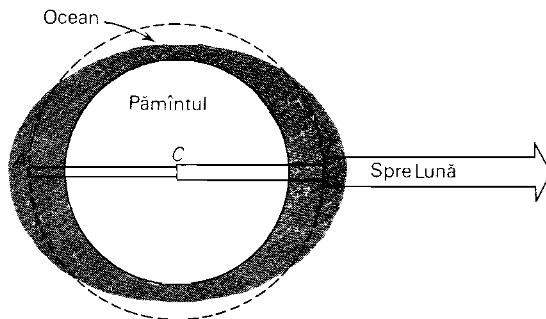


Fig. 6.6 Gravitația este principala forță generatoare de maree.

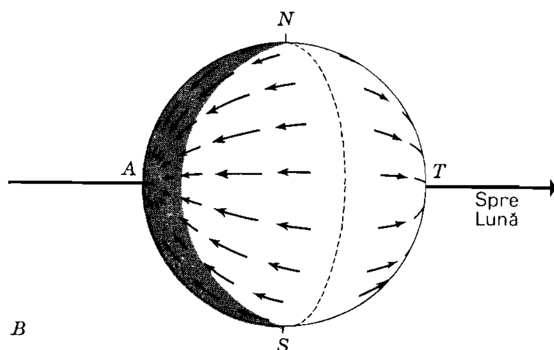


Fig. 6.7 Mareele oceanice sînt cauzate de forțe de tracțiune ce acționează spre două centre de-a lungul suprafeței terestre.

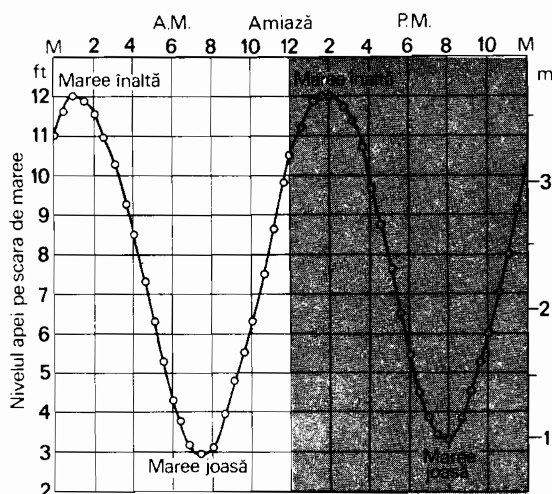


Fig. 6.8 Acest grafic arată cota apei în portul Boston, măsurată la fiecare 30 de minute pe o perioadă de 24 de ore (după H. A. Marmer).

Dacă comparăm momentul producerii mareei înalte într-un punct dat de pe coastă cu momentul trecerii Lunii la meridianul acelui punct, vom constata că mareea înaltă se poate produce la cîteva ore după trecerea Lunii la meridianul locului respectiv. Acest interval de timp se numește *interval lunar* sau *stabilimentul portului*. El variază considerabil de la port la port, în funcție de poziția coastei și alți factori, iar pentru același port este în genere o constantă în raport cu diferitele etape ale anului. La Fort Hamilton, în portul New York, de exemplu, stabilimentul portului este de aproximativ $7^h\ 45^m$.

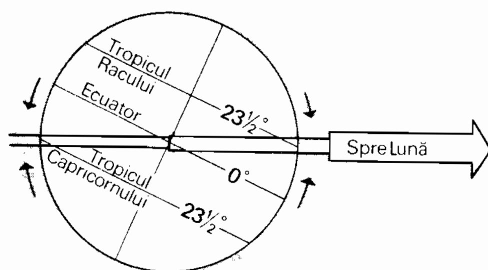


Fig. 6.9 Variația declinației Lunii influențează mareea.

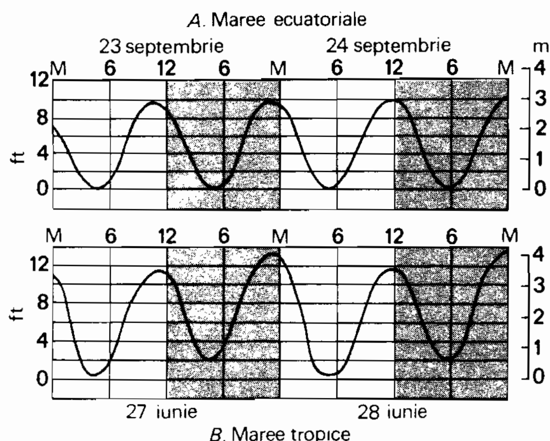


Fig. 6.10 Variația declinației Lunii se reflectă în aceste curbe de maree (după Rude).

Curba tipică a mareei semidiurne

Dacă efectuăm observații la fiecare jumătate de oră asupra poziției nivelului apei folosind o miră gradată (scară de maree) instalată pe peretele unui cheu sau dig putem reprezenta grafic modificările acestui nivel, constituind o diagramă a mareei. Figura 6.8 reprezintă o asemenea diagramă pentru portul Boston pe o perioadă de 24 de ore. Așa cum s-a spus mai sus, se poate vedea că intervalul dintre două maree înalte succesive sau două maree joase succesive este de $12^h\ 30^m$, iar intervalul dintre o maree înaltă și proxima maree joasă este de aproximativ $6^h\ 15^m$. Valoarea medie a acestui din urmă interval, obținută prin observații pe o perioadă îndelungată de timp este de $6^h\,12^m$.

Amplitudinea mareei pe acest grafic este de aproximativ 2,7 m. Mareele înalte ating același nivel, în timp ce mareele joase diferă între ele cu 0,15 m. Observații pe o perioadă îndelungată arată că în portul Boston amplitudinea medie a mareei este de circa 3 m (10 ft), putînd însă ajunge pînă la 4,3 m și varia sensibil de la o zi la alta.

Se remarcă de asemenea că schimbările la fiecare jumătate de oră ale nivelului apei nu sînt nicidecum uniforme. La mijlocul intervalului dintre mareele înalte și cele joase nivelul crește sau scade cu aproximativ 0,6 m/oră, în timp ce în apropierea punctelor de maree înaltă sau joasă variația este de numai 0,1—0,2 m/oră. Variația are loc după o curbă numită sinusoidă. Pentru observatorul de la uscat, caracteristicile acestei curbe constau în faptul că mareea înaltă, odată instalată, pare să staționeze un timp oarecare, fiind apoi urmată de o scădere relativ rapidă a nivelului mării pînă la mareea joasă care, de asemenea, pare să rămînă staționară un timp mai lung.

Inegalitatea diurnă a mareei

Am explicat mai sus că variația declinației Lunii la nord și la sud de ecuator este aproximativ egală cu variația declinației

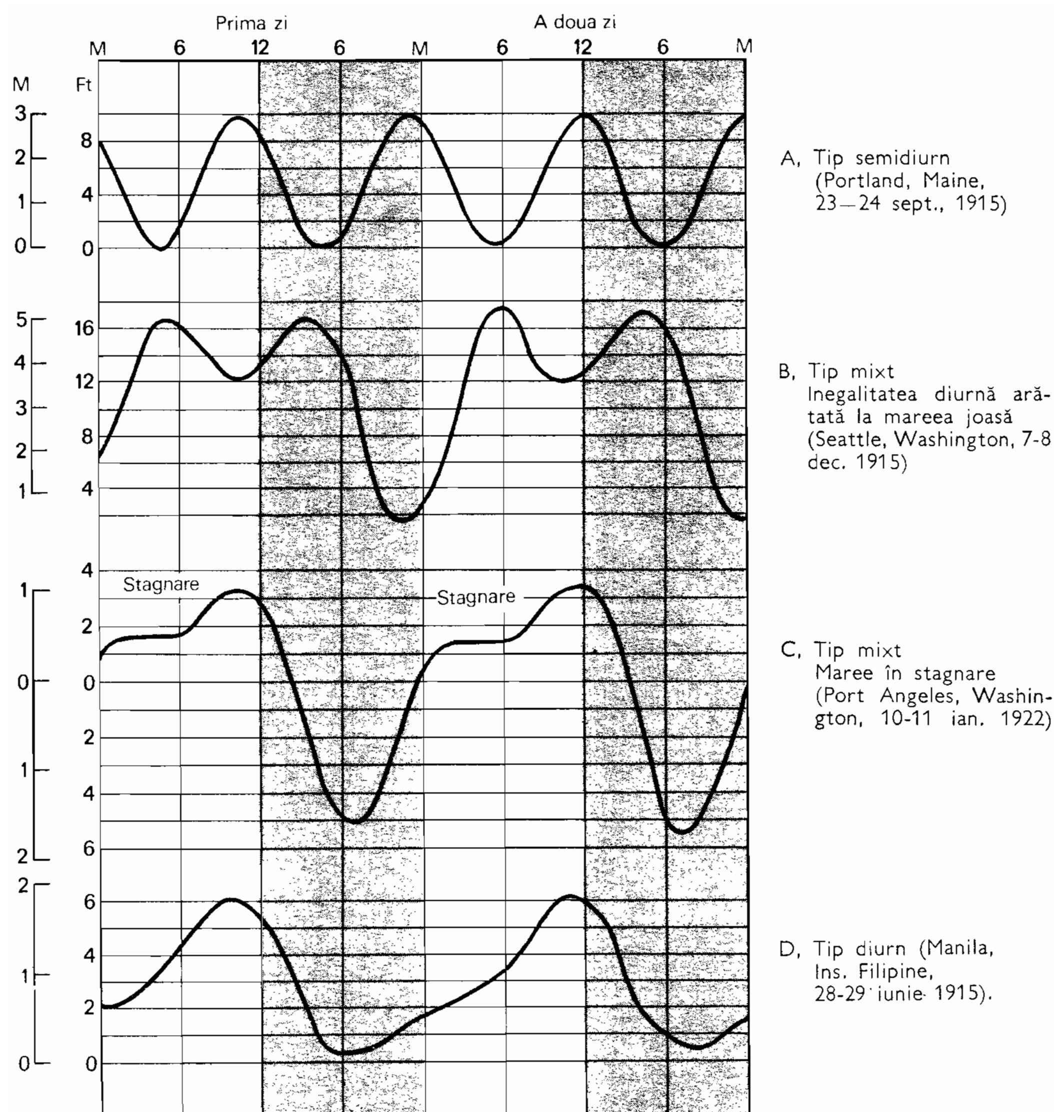


Fig. 6.11 Curbele de maree variază de la tipuri simple semidiurne prin tipuri mixte spre tipuri diurne (după Rude și Marmer).

anuale a Soarelui, dar are loc pe durata unei revoluții tropice de 27,32158 de zile. Cînd Luna atinge declinația nordică maximă, centrul de maree aflat în locul unde razele Lunii cad vertical pe Pămînt se deplasează spre vest în jurul Pămîntului, aproximativ de-a lungul Tropicului Racului ($23^1/_2$° latitudine nordică), în timp ce centrul de maree opus se deplasează în același sens de-a lungul Tropicului Capricornului ($23^1/_2$° latitudine sudică) (fig. 6.9). Importanța acestui fapt constă în aceea că, pentru anumite locuri aflate la nord sau la sud de ecuator, mareele înalte sau joase succesive sînt de mărime inegală, pe cînd cele alternante sînt egale. Fenomenul poartă numele de *inegalitate diurnă a mareei* și este mai pronunțat de două ori pe lună, cînd declinația Lunii atinge valoarea maximă pozitivă sau negativă — situație în care mareele se numesc *maree tropice*; inegalitatea dispare în cele două cazuri din cursul unei luni siderale cînd razele Lunii cad vertical pe ecuator, cînd au loc *mareele ecuatoriale*. Figura 6.10 prezintă două curbe de maree pentru Portland (statul Maine). În *A* se arată forma ecuatorială în care mareele înalte și joase ating respectiv aceleași niveluri. În *B* se

arată forma tropică, cu aproximativ 0,6 m diferență între mareele înalte succesive și între mareele joase succesive.

Mareele diurne, semidiurne și mixte

Din cele expuse mai sus se poate vedea că acolo unde există o inegalitate diurnă a mareelor, curba mareelor rezultă din combinarea a două forțe componente *(constituenți):* 1, o componentă *semidiurnă* și 2, o componentă *diurnă*. Componenta semidiurnă rezultă din prezența celor două centre de maree și, în stare pură, dă o curbă de maree în care mareele înalte și joase succesive repetă nivelurile precedente (vezi fig. 6.11,*A*). Componenta diurnă este dependentă de declinația Lunii și dă o curbă cu o maree înaltă și una joasă în fiecare zi lunară (vezi fig. 6.11,*D*). Majoritatea curbelor de maree sînt însă combinații ale celor două componente și se numesc *maree mixte*. Cînd în combinație predomină componenta semidiurnă, curba are două maree înalte și două maree joase, dar fie mareele înalte, fie cele joase prezintă o pronunțată inegalitate diurnă. Un tip mixt este reprezentat în figura 6.11,*B*.

Dacă în cadrul combinației raportul dintre componentele diurnă și cea semidiurnă este de 2 : 1 (vezi fig. 6.11,*C*), rezultatul va fi o curbă destul de curioasă, cu o maree înaltă și una joasă, separate printr-o *stagnare* a nivelului mării pe o durată de cîteva ore. Această staționare se numește *maree în stagnare*.

Figura 6.11,*D* este un tip diurn de curbă a mareei pentru Manila (insulele Filipine), în care componenta semidiurnă este atît de mică încît nu dă decît o ușoară neregularitate în forma curbei.

Curbele de maree pentru coasta Statelor Unite

Se pot face cîteva generalizări asupra curbelor de maree pentru cele trei coaste ale S.U.A. De-a lungul coastei Atlanticului curba tipică este de tip semidiurn, cu o inegalitate diurnă mică, așa cum se vede din curba pentru Portland (statul Maine) (fig. 6.11,*A*). Curbele de maree pentru coasta nordică a Pacificului sînt de tip mixt, cu o inegalitate diurnă pronunțată (vezi curba pentru Seattle fig. 6.11,*B*). În Golful Mexic componenta diurnă este foarte puternică, astfel încît curbele de maree alternează între o formă ecuatorială (*A*), cu două maree înalte și două maree joase (fig. 6.12), și o formă tropică (*C*) cu o singură maree înaltă și una joasă zilnic. Din cele trei curbe pentru Galveston (statul Texas) ca frecvență, cea de sus (*A*) ocupă circa 25%, cea din mijloc (*B*) circa 50%, și cea de jos (*C*) circa 25% din durata lunii siderale, toate fiind în raport direct cu variația declinației Lunii.

Mareele de cvadratură și mareele de sizigii

În cele expuse pînă acum n-am ținut seama de influența Soarelui în producerea fenomenului de maree, deși aceasta este o forță importantă, care acționează în același fel ca și forța generatoare de maree a Lunii. Deși mult mai mare decît Luna, Soarele se află atît de departe de Pămînt încît forța sa generatoare de maree reprezintă numai 5/11 din cea a Lunii. Luna determină întotdeauna momentul producerii mareelor joase și înalte, pe cînd acțiunea Soarelui constă în a modifica sensibil amplitudinea mareelor în diferite etape ale revoluției sinodice. Din poziția relativă a Soarelui și Lunii (fig. 6.4) rezultă cu claritate că la sizigii forțele producătoare de maree ale Soarelui și Lunii sînt de același sens. În această situație se produc maree de amplitudine neobișnuit de mare, numite *maree de sizigii*, care au loc aproximativ de două ori pe lună (la fiecare 14 și $^3/_4$ zile) la Lună nouă sau la Lună plină, cînd Luna și Soarele sînt în conjuncție sau respectiv în opoziție (fig. 6.13). Cînd Luna și Soarele sînt la cvadratură, în fazele primului și celui de al treilea pătrar, forța

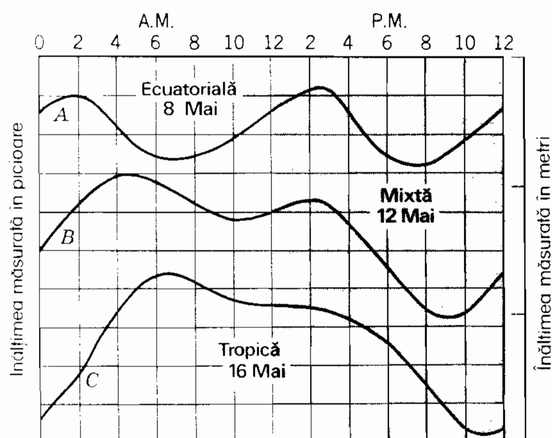


Fig. 6.12 La Galveston, în statul Texas, curba de maree variază considerabil într-o lună lunară (după H. A. Marmer).

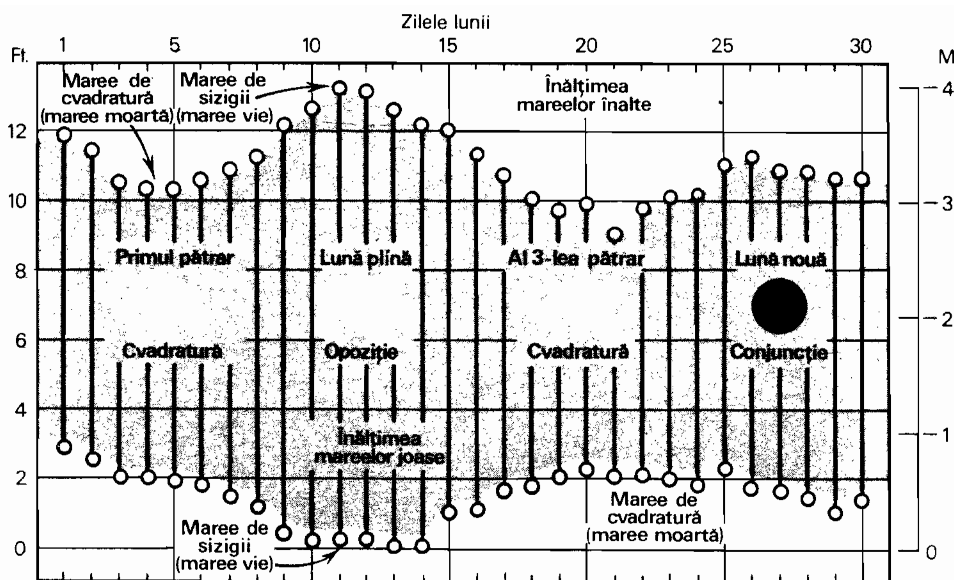


Fig 6.13 Mareele de cvadratură și de sizigii (după H. A. Marmer).

producătoare de maree a Soarelui tinde s-o echilibreze pe cea a Lunii, luînd astfel naștere maree de o intensitate neobișnuit de mică numite *maree de cvadratură*. Mareele de sizigii sînt cu aproximativ 20% mai mari, iar mareele de cvadratură cu aproximativ 20% mai mici decît mareea medie.

Maree de perigeu și maree de apogeu

Se mai produce și o altă variație importantă a amplitudinii mareelor. Cînd Luna se află pe orbita sa „la perigeu", deci în punctul cel mai apropiat de Pămînt, forța sa generatoare de maree este mult mai mare decît forța medie, producînd *mareele de perigeu*, care sînt cu 15—20% mai înalte decît mareea medie. Intervalul de timp de la un perigeu la altul este de 27,5 zile. Cînd luna se află „la apogeu", în punctul cel mai îndepărtat de Pămînt, mareele sînt cu aproximativ 20% mai mici decît mareea medie, fiind numite *maree de apogeu*.

Cîteodată, cînd mareele de sizigii coincid cu cele de perigeu, amplitudinea lor este, firește, deosebit de mare, iar cînd mareele de cvadratură coincid cu cele de apogeu, amplitudinea este extrem de mică.

Maree fluviale

Fenomenul mareelor se produce și pe cursul inferior al multor fluvii din lume, cunoscute sub denumirea de *fluvii cu maree*. Mareele fluviale au loc în cazurile cînd zona litorală respectivă a suferit o mișcare de lăsare lentă recentă, sau nivelul oceanului s-a ridicat, cauzînd inundarea cursului inferior al fluviului. În sens strict aceste mase de ape nu mai sînt fluvii, ci *brațe de mare* sau *estuare*.

La creșterea mareei către mareea înaltă, la gura estuarului se formează un val care se propagă spre interiorul fluviului. Viteza de deplasare a acestui val de maree depinde de adîncimea apei, fiind cu atîta mai mare cu cît apa este mai adîncă. Ea este exprimată matematic prin formula

$$v = 3{,}13\sqrt{a}$$

în care v = viteza valului în metri pe secundă, iar a = adîncimea apei în metri.

Dacă, de exemplu, adîncimea estuarului este de 15 m, viteza de deplasare v a valului de maree spre interiorul fluviului va fi de aproximativ 13 m/s, adică de aproximativ *25 mile marine pe oră*.

O trăsătură caracteristică a mareelor fluviale, care ne ajută să le distingem de mareele oceanice, este că intervalul dintre o maree joasă și mareea înaltă consecutivă este în mod evident mai scurt decît intervalul dintre o maree înaltă și proxima maree joasă, după cum se poate vedea din curba de maree pentru Albany (statul New York) (fig. 6.14), care se află la extremitatea din amonte a porțiunii afectată de maree a fluviului Hudson. Inegalitatea poate fi explicată prin aplicarea formulei de mai sus. Creasta valului mareei înalte se deplasează

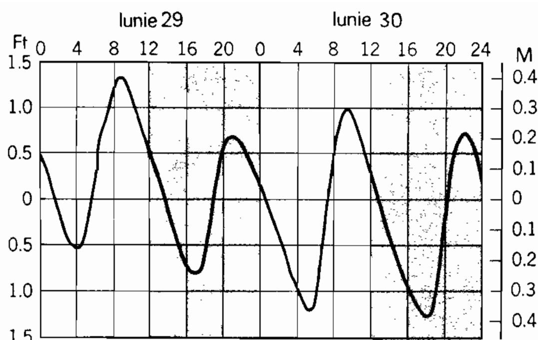


Fig. 6.14 Mareea fluvială este ilustrată de această curbă pentru estuarul Hudsonului, la Albany (statul New York) situat la peste 160 km în interior (după H. A. Marmer).

mai repede decît golul mareei joase care o precede sau care o urmează, deoarece la mareea înaltă adîncimea apei, *a*, este mai mare. Apare deci tendința ca mareea înaltă să ajungă din urmă mareea joasă, efectul acesta crescînd spre amonte.

În general, amplitudinea mareelor fluviale scade către amonte, intervenind o anumită pierdere de energie prin frecarea de fundul și malurile albiei, precum și datorită curentului fluvial spre mare, în sens invers sensului de propagare a mareei. Astfel pe fluviul Hudson, ale cărui lățime și adîncime sînt relativ constante pe toată porțiunea cu maree, amplitudinea medie a mareei este de 1,3 m la gură, dar cu 211 km în amonte, la Troy, ultimul punct pînă la care ajunge unda de maree, amplitudinea scade la 0,9 m. Excepțiile apar acolo unde fluviul sau estuarul se îngustează apreciabil spre interior. În acest caz amplitudinea mareei poate crește spre amonte, deoarece energia undei de maree se concentrează într-o cantitate mai mică de apă.

Fig. 6.15 O mică boră urcă în estuarul fluviului Colorado (după Godfrey Sykes, Colorado Delta, ***American Geographical Society*****).**



Borele

Dacă curentul fluvial este destul de puternic, iar apa în albia fluviului sau estuarului puțin adîncă, mareea înaltă aflată în creștere rapidă poate înainta în amonte sub forma unui perete de apă aproape vertical, înalt de cîteva picioare denumit *boră* (fig. 6.15). Asemenea bore sînt caracteristice în zona gurilor de vărsare ale fluviilor: Amazon, Colorado, Ianțzî, Fuchunjiang, Hooghly, Severn, Elba, Weser etc. Acolo unde borele au dimensiuni neobișnuit de mari, de pildă la vărsarea fluviului Fuchunjiang, lîngă Hangchow (R.P. Chineză) peretele mișcător de apă poate atinge 3—5 m înălțime, fiind un fenomen înspăimîntător și foarte distructiv.

Teorii asupra producerii fenomenului mareelor în oceane

Din cele discutate mai sus cititorul poate rămîne cu impresia că există două linii de maree înaltă permanent prezente pe glob și că acestea pot fi asemănate cu două mari valuri de apă deplasîndu-se spre vest în jurul Pămîntului, o dată la fiecare 24 de ore și 50 minute. Apoi, că *valurile de maree* ar fi atît de late și atît de puțin înalte încît n-ar putea fi observate de pe navele ce navigă pe ocean. Întrucît pe Pămînt bazinele oceanice sînt separate prin întinderi vaste de uscat, această concepție simplă nu poate fi valabilă, deși cu mult timp în urmă ea a dat naștere teoriei undelor progresive cu privire la maree. În emisfera sudică, între 40° și 65° latitudine sudică, Pămîntul este înconjurat de ape oceanice aproape continue. Cum vînturile vestice sînt dominante în această regiune și pot sufla liber deasupra mării, dînd naștere la furtuni puternice, s-a presupus că și forțele ce generează mareele sînt în măsură să producă două unde mareice care să se deplaseze continuu spre vest în jurul Pămîntului. În continuare s-a presupus că aceste valuri progresive produc și alte unde mareice, care s-ar deplasa spre nord în oceanele Atlantic și Pacific. Viteza acestor

unde secundare ar fi determinată mai degrabă de adîncimea apei, decît de fazele Lunii, punctele situate mai spre nord de-a lungul coastelor fiind atinse după intervale de timp mai lungi. Deși teoria undei progresive explică anumite caracteristici ale mareelor, ea n-a putut totuși justifica numeroase particularități ale acestora, care au fost lămurite prin cercetările mai recente. De aceea teoria undelor progresive, care s-a bucurat odinioară de mare popularitate, datorită simplității ei, trebuie considerată astăzi ca depășită și inexactă.

Teoria oscilatorie, folosită acum pentru explicarea fenomenului mareelor în bazinele oceanice, se întemeiază pe principiul că forțele generatoare de maree pot imprima unei mase de apă o mișcare ritmică oscilatorie, dar aceasta va prezenta creșteri și scăderi periodice de nivel într-un anumit mod, determinat de întinderea și forma sa. Fenomenul poate fi ilustrat prin mișcarea înainte și înapoi a apei într-o tavă ridicată puțin la unul dintre capete. Dacă o masă oceanică are o asemenea întindere și formă încît perioada sa naturală de oscilație este aproximativ identică cu cea a forțelor generatoare de maree, masa respectivă va răspunde prompt acțiunii acestor forțe; în caz contrar, în acest bazin nu se vor observa maree. Teoria oscilatorie, care ține seama și de forța de deflecție exercitată asupra apei în deplasare de către mișcarea de rotație a Pămîntului, ne ajută să explicăm multe caracteristici aparent anormale ale mareelor. De exemplu, apariția unei curbe de maree diurnă cu o singură maree înaltă și una joasă pe zi se poate datora faptului că acea porțiune a oceanului are o perioadă proprie de oscilație care corespunde componentei diurne a forței producătoare de maree, dar nu și componentei semidiurne. O teorie modernă privind mareele este în curs de elaborare, constituind un subiect de cercetare științifică, mai ales matematică, foarte specializat.

Curenții de maree

Pînă în prezent ne-am ocupat numai de creșterea și scăderea nivelului apei. Un subiect înrudit este apariția *curenților de maree*, adică a mișcărilor în formă de curent ale apei spre interiorul sau spre exteriorul golfurilor și fluviilor cu maree, rezultînd din variațiile nivelului oceanelor datorate mareelor.

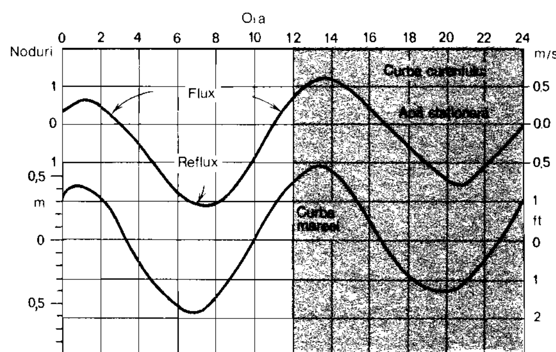


Fig. 6.16 Curenții de flux și de reflux la intrarea în portul New York urmează de aproape curba mareei (după H. A. Marmer).

Într-un fluviu cu maree creșterea nivelului apei este întovărășită de un curent spre amonte denumit *flux*, iar scăderea nivelului oceanului este însoțită de un curent spre aval, denumit *reflux* (fig. 6.16). Viteza curentului fluxului crește pe măsură ce mareea se ridică spre nivelul mareei înalte, continuînd să curgă, deși cu o viteză în continuă scădere, timp de 1—3 ore după momentul mareei înalte. Un fenomen similar se petrece și în cazul curentului de reflux. Momentul în care curentul de maree încetează între flux și reflux sau invers, se numește *staționarea mareei*.

Întrucît majoritatea fluviilor cu maree colectează apele din bazine hidrografice de o întindere considerabilă, curentul de reflux este amplificat de curentul propriu al fluviului, iar curentul de flux este redus în mod corespunzător. Astfel, în cursul inferior al fluviului Hudson, viteza curentului de reflux într-un punct dat poate fi de 1,2 m/s, iar a celui de flux de numai 0,6 m/s. Acești curenți sînt foarte importanți pentru navigația portuară cerînd o deosebită îndemînare în manevrarea navelor mari sau a feriboturilor, acolo unde curenții de maree depășesc extremitățile malurilor.

În punctele unde golfurile sînt legate de ocean prin brațe de mare înguste iau naștere curenți de maree extrem de puternici. Deoarece creșterea nivelului apei din golf nu se produce odată cu creșterea nivelului oceanului, la mareea înaltă poate apărea o diferență pronunțată între nivelurile celor două zone de ape. În acest caz fluxul devine un puternic curent hidraulic care străbate brațul de mare dinspre ocean spre golf. Pe de altă parte, cînd nivelul oceanului tinde spre mareea joasă, iar apele golfului sînt mai înalte același curent puternic, de reflux, se produce din golf spre ocean. Curenții de maree de acest tip pot atinge viteza de 2,5—5,0 m/s, ajungînd pînă la 6 m/s dacă amplitudinea mareei este mai mare și dacă forma golfului favorizează fenomenul. Curenții de asemenea amploare pot stînjeni navigația și chiar să ducă la oprirea ei pînă la revenirea condițiilor favorabile și sigure.

Atmosfera și oceanele

Capitolul 7
Atmosfera terestră

OMUL TRĂIEŞTE PE FUNDUL UNUI ocean de aer; el respiră aer şi depinde de condiţiile favorabile de presiune, temperatură şi compoziţie chimică ale atmosferei ce-l înconjură. El trăieşte, de asemenea, pe suprafaţa exterioară solidă a Pămîntului, care-i creează condiţii de hrană, îmbrăcăminte, adăpost şi cadrul de dezvoltare a căilor de transport. Dar aerul şi pămîntul nu sînt două învelişuri total despărţite; între ele există un strat-limită prin care are loc un flux continuu de materie şi energie. Mediul ambiant pentru om reprezintă o zonă subţire, dar foarte complexă în cadrul căreia există o influenţă reciprocă între condiţiile atmosferice şi suprafaţa solului.

În linii mari aceste observaţii sînt valabile, de asemenea, şi pentru suprafaţa oceanelor şi a stratului de aer de deasupra ei. Omul foloseşte suprafaţa mării ca sursă de hrană şi ca mijloc de transport. Între suprafaţa mării şi stratul inferior al atmosferei există un flux continuu de energie şi materie. Deci şi aici avem de-a face cu un strat-limită extrem de important pentru om, în care marea şi atmosfera de deasupra ei se influenţează, de asemenea, reciproc.

Scopul părţii a doua a acestei cărţi este să examineze atmosfera şi oceanele făcînd referiri speciale asupra zonelor de interferenţă: aer-pămînt şi aer-mare, care sînt atît de vitale pentru activitatea omului. Proprietăţile fizice ale oceanului şi ale atmosferei ca şi repartizarea lor constituie pentru geograf o problemă de un interes deosebit, căci el se ocupă cu relaţiile spaţiale la scara globului. Specialistul în geografia fizică încearcă să descrie şi să explice modul în care elementele de vreme şi climă variază cu latitudinea şi cu anotimpurile, ca şi în funcţie de apropierea sau depărtarea de bazinele oceanice sau de continente. El caută să stabilească trăsăturile generale ale regiunilor asemănătoare, să determine limitele acestora şi să le organizeze în sisteme de clasificare.

Stările de agregare a materiei

Cercetarea atmosferei, a oceanului şi a uscatului necesită aplicarea permanentă a principiilor legate de cele trei stări fundamentale de agregare a materiei: *starea gazoasă*, *starea lichidă* şi *starea solidă*. Un *gaz* este o substanţă care se dilată cu uşurinţă (umplînd orice vas gol), poate fi uşor comprimat şi este de regulă mult mai puţin

dens decît lichidele și solidele cu aceeași compoziție chimică. Deși atmosfera se află, în mare măsură, în stare gazoasă, ea conține de asemenea cantități variabile de substanțe în stare lichidă și solidă.

Un *lichid* este o substanță care curge liber la solicitare inegală, dar își menține suprafața superioară liberă. Lichidele se comprimă în mică măsură și numai la presiuni mari. Ele au densități foarte apropiate de cele ale solidelor cu aceeași compoziție.

Deși Oceanul planetar este compus în mare parte din apă în stare lichidă, el conține și substanțe în stare gazoasă și solidă. Atît gazele cît și lichidele aparțin categoriei *fluidelor* și stratele de fluid în repaus tind să ia poziții de echilibru, în care fluidul mai puțin dens se situează deasupra fluidului mai dens.

Solidele sînt substanțe care rezistă încercărilor de a le schimba forma și volumul și pot suporta puternice solicitări inegale fără să cedeze. Cînd totuși cedează, aceasta se produce prin rupere bruscă. Deși scoarța terestră se află în mare măsură în stare solidă, ea conține și substanțe în stare gazoasă și lichidă. O altă observație asupra stărilor de agregare a materiei este aceea că *schimbările de stare* sînt posibile și au loc frecvent în natură. Cea mai importantă și mai răspîndită dintre ele este trecerea apei din stare de vapori (gaz) în stare lichidă și viceversa, și din apă în gheață (stare solidă) și viceversa (cap. 11). *Schimbările de stare* sînt însoțite fie de absorbție de energie calorică, fie de eliberare de energie calorică, în funcție de sensul schimbării.

Aceste principii și considerații generale privind stările de agregare ale materiei vor fi precizate, explicate, definite în detaliu și aplicate în capitolele ce urmează.

Compoziția atmosferei

Atmosfera terestră este formată dintr-un amestec de gaze care înconjură Pămîntul pînă la o înălțime de mulți kilometri. Ținut lîngă Pămînt de forța de atracție gravitațională, acest înveliș de aer are densitatea maximă la nivelul mării și se rărește rapid odată cu creșterea altitudinii. Deși aproape întreaga atmosferă (97%) se găsește pînă la înălțimea de 29 km deasupra suprafeței terestre, limita sa superioară este situată aproximativ la înălțimea de 10 000 km, distanță aproape egală cu diametrul Pămîntului. Cu fizica acestei atmosfere se ocupă *meteorologia*.

De la suprafața Pămîntului pînă la altitudinea de circa 90 km, compoziția chimică a atmosferei este foarte uniformă în ceea ce privește proporțiile gazelor ce o alcătuiesc. Acest strat inferior uniform a fost denumit *homosferă* (sau omosferă), în contrast cu *heterosfera* (sau eterosfera), care este neuniformă în ceea ce privește dispunerea învelișurilor concentrice.

Aerul pur și uscat al homosferei se compune în mare măsură din *azot* (78,084% ca volum) și *oxigen* (20,946%). Azotul intră greu în combinații chimice cu alte elemente și poate fi considerat ca o substanță componentă neutră. Pe de altă parte, oxigenul este foarte activ din punct de vedere chimic și se combină ușor cu alte elemente în procesul de *oxidare*. Arderea combustibililor reprezintă o formă rapidă de oxidare, în timp ce anumite forme de alterare a rocilor sînt forme foarte lente de oxidare.

Restul aerului 0,970%, se compune mai ales din *argon* (0,934%). *Bioxidul de carbon*, deși formează numai aproximativ 0,033% prezintă o mare importanță în cadrul proceselor atmosferice, datorită capacității sale de a absorbi căldura, permițînd astfel stratelor inferioare ale atmosferei să fie încălzite de radiația calorică provenită de la Soare și de la suprafața Pămîntului.

Plantele verzi folosesc bioxidul de carbon atmosferic în procesul de *fotosinteză*, combinîndu-l cu apa și transformîndu-l în hidrați de carbon solizi. Încă de la începutul secolului al XX-lea s-a observat o creștere pronunțată a conținutului de bioxid de carbon din atmosferă, poate ca rezultat al faptului că omul arde enorme cantități de lemn, cărbune, petrol și gaze naturale. Această modificare constituie un exemplu de modul în care societatea poate exercita o influență asupra mediului înconjurător, întrucît creșterea cantității de bioxid de carbon ca și a prafului din atmosferă poate duce la o ridicare considerabilă a temperaturilor medii ale atmosferei.

Celelalte gaze care intră în compoziția homosferei sînt *neonul*, *heliul*, *kriptonul*, *xenonul*, *hidrogenul*, *gazul metan* și *oxidul de azot*, pe care le-am enumerat în ordinea descrescătoare a procentajului în volum. Împreună, ele nu alcătuiesc nici 0,003% din volumul total. Toate gazele ce compun homosfera sînt perfect amestecate între ele, ceea ce dă aerului pur și uscat o gamă bine definită de proprietăți fizice, ca și cum ar fi un singur gaz.

Heterosfera

Heterosfera, care începe de la înălţimea de circa 90 km, este formată din patru strate gazoase, fiecare avînd compoziţia sa distinctă (fig. 7.1). La partea inferioară se află *stratul de azot molecular*, compus mai ales din molecule de azot (N_2) ce se întinde pînă la circa 200 km. Deasupra lui se află *stratul de oxigen atomic*, compus mai ales din atomi de oxigen (O). Aproximativ între 1100 km şi 3 500 km se află *stratul de heliu*, format mai ales din atomi de heliu (He). Urmează *stratul de hidrogen atomic*, format din atomi de hidrogen (H). Stratul de hidrogen nu are o limită exterioară bine definită. Ca limită arbitrară poate fi socotită eventual înălţimea de 10 000 km, deoarece aici densitatea atomilor de hidrogen este aproximativ identică cu cea găsită în spaţiul interplanetar. Totuşi, atomi de hidrogen care se rotesc în jurul Pămîntului şi aparţin deci atmosferei terestre pot exista chiar şi la 35 000 km înălţime.

Vom nota că între cele patru strate descrise mai sus se află zone-limită de tranziţie, mai degrabă decît suprafeţe de separaţie nete. Dispunerea gazelor este în ordinea greutăţii lor: azotul molecular, cel mai greu dintre ele, se află în partea inferioară; iar hidrogenul atomic, cel mai uşor, se află la partea superioară. Nu trebuie să uităm că, la altitudinile foarte mari ale heterosferei, densitatea moleculelor şi atomilor de gaz este extrem de mică. De exemplu, la 96 km, aproape de baza heterosferei, densitatea atmosferică este de numai o milionime din valoarea de la nivelul mării. Atomii şi moleculele heterosferei sînt neutri din punct de vedere electric şi urmează mişcarea de rotaţie a Pămîntului.

Subdiviziunile homosferei

În funcţie de temperatură şi de zonele de schimbare a acesteia, învelişul atmosferic a fost subîmpărţit în mai multe strate. Homosfera cuprinde trei zone de temperatură, cea de a patra fiind inclusă în heterosfera inferioară. Relaţia care există între temperatură şi altitudine poate fi văzută în figura 7.2. Pornind de la suprafaţa Pămîntului, temperatura scade constant cu altitudinea într-un ritm mediu relativ uniform, de 6,4°C la fiecare kilometru. Acest ritm de scădere a temperaturii se numeşte *gradient normal de temperatură*. Pot exista devieri de la această viteză

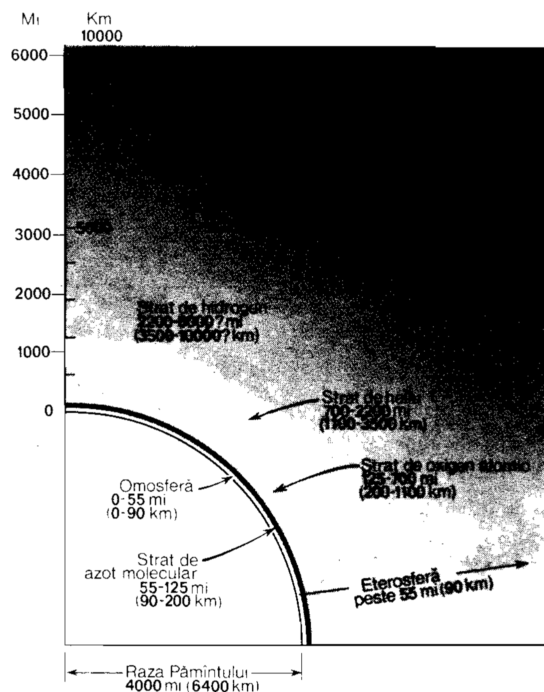


Fig. 7.1 Homosfera (sau omosfera) şi heterosfera (sau eterosfera) constituie diviziuni principale ale atmosferei terestre (după R. Jastrow, N.A.S.A. şi M. Nicolet).

de scădere în funcţie de poziţia geografică a locului şi de anotimp. Stratul în care se aplică gradientul normal poartă numele de *troposferă*, iar proprietăţile lui vor fi discutate detaliat în continuare. În figura 7.3 sînt prezentate detaliile unei sondări atmosferice tipice la latitudini medii.

Viteza normală de scădere se schimbă destul de brusc, la înălţimea de 12,5—15 km, în stratul numit *stratosferă*, în care temperatura rămîne relativ constantă pe măsura creşterii altitudinii (vezi fig. 7.3). Nivelul la care troposfera este înlocuită de stratosferă se numeşte *tropopauză*. Figura 7.4 arată că înălţimea tropopauzei este minimă la poli (8—10 km), în timp ce la ecuator ea poate atinge 17 km. Dacă ne imaginăm troposfera ca o suprafaţă completă în trei dimensiuni, am putea spune că ea seamănă cu un elipsoid turtit la poli şi bombat la ecuator.

Schimbările sezoniere ale înălţimii tropopauzei sînt mai pronunţate la latitudinile medii şi înalte. De exemplu, la latitudinea de 45° altitudinea medie în ianuarie este de 12,5 km, dar atinge 15 km în iulie. Temperaturile în tropopauză sînt pronunţat mai

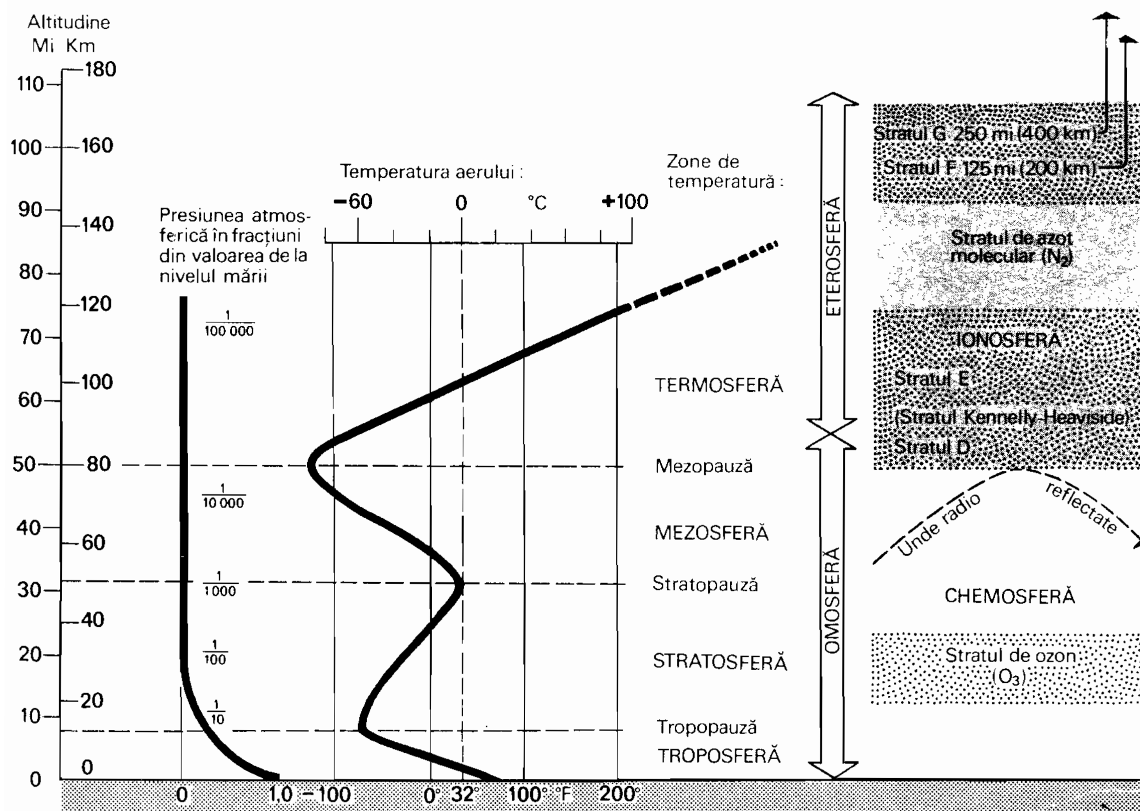


Fig. 7.2 Structura atmosferei (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, Inc., New York, 1963).

coborîte la ecuator decît la poli, așa cum se observă din figura 7.4. La prima vedere această relație poate părea ciudată, întrucît sîntem obișnuiți să considerăm că zona ecuatorială este caldă, iar polii reci. Totuși, dacă ținem seama că viteza de scădere este constantă, vom înțelege că, cu cît este mai înaltă tropopauza, cu atît mai rece va fi și aerul.

Mai sus în stratosferă se înregistrează o ușoară creștere a temperaturii pînă la atingerea valorii de circa 0°C (32°F) la aproximativ 50 km. Aici, la *stratopauză*, temperatura începe să scadă. Acest lucru se produce pe întreaga grosime a *mezosferei*, un strat ce se ridică pînă la aproximativ 80 km, unde temperatura atinge valoarea minimă de —83°C (120°F). Acest nivel la care valoarea temperaturii este minimă și de unde aceasta începe din nou să crească, se numește *mezopauză*. Urcînd mai departe se observă o creștere pronunțată a temperaturii în *termosferă*. Așa cum s-a arătat anterior, termosfera face parte din heterosferă. Rezultă de aici că mezopauza poate fi considerată ca limita superioară a homosferei. În termosferă temperatura atinge valori de 1100—1650°C (2000—3000°F), dar acestea sînt puțin importante, dacă ne amintim faptul că densitatea aerului este atît de mică încît se apropie de vid. La densități atît de mici aerul nu poate reține sau conduce decît foarte puțină căldură.

Troposfera și omul

Pentru om, aflat în mediul său ambiant pe fundul atmosferei, cea mai mare importanță directă o are troposfera, stratul atmosferic inferior. În mod virtual toate procesele și fenomenele atmosferice care determină vremea și clima și care afectează fizic pe om se produc în limitele troposferei.

În afară de aer pur și uscat, troposfera mai conține vapori de apă, o formă incoloră și inodoră a apei care se amestecă perfect cu celelalte gaze din aer. Conținutul de *vapori de apă* determină gradul de umiditate a aerului care prezintă o mare importanță în fenomenele meteorologice. Vaporii de apă se pot condensa, formînd nori și ceață. Dacă

condensarea este excesivă rezultă ploaie, zăpadă, grindină sau măzăriche, toate la un loc purtînd numele de *precipitații*. Dacă vaporii de apă există doar în cantități mici avem de-a face cu o uscăciune extremă a aerului, tipică pentru deșerturile calde. Vaporii de apă mai au și o altă funcție foarte importantă. Ca și bioxidul de carbon, ei pot absorbi căldura, care pătrunde în atmosferă sub forma de energie radiantă provenită de la Soare și de la Pămînt. Vaporii de apă dau troposferei calitatea ei de strat izolator, care împiedică pierderea rapidă a căldurii de la suprafața Pămîntului.

Troposfera conține miriade de mici particule de praf, atît de minuscule și ușoare încît chiar și cele mai slabe adieri de vînt le mențin în aer. Ele provin din deșerturile uscate, de pe plaje și funduri de lac, sau din erupțiile vulcanice. Vînturile puternice care bat deasupra oceanelor ridică în aer mici picături de spumă. Acestea prin evaporare lasă ca reziduuri minuscule cristale de sare, care sînt ridicate apoi la mari înălțimi în aer. O altă sursă importantă de praf stratosferic o constituie incendiile de păduri sau ale zonei de brusă. Mai trebuie adăugat că intrînd în stratele superioare ale stratosferei, nenumărați meteoriți se vaporizează datorită căldurii rezultate din frecare și produc și ei particule de praf.

Praful din troposferă explică existența crepusculului și a coloritului roșietic ce se vede la răsăritul și la apusul soarelui, dar funcția cea mai importantă a particulelor de praf nu poate fi observată și este rareori apreciată cum se cuvine. Anumite tipuri de particule de praf servesc drept nuclee, sau centri, în jurul cărora se condensează vaporii de apă pentru a forma particule de nori. Acest lucru este valabil mai ales pentru atmosfera orașelor industriale, care revarsă în aer mari cantități de praf activ din punct de vedere chimic. Atît de mult contribuie acest praf la colectarea umidității, încît deasupra orașului se formează o ceață densă, aproape perpetuă *(smog)*.

Stratosfera și stratele superioare sînt virtual lipsite de praf și vapori de apă. Norii sînt rari și furtunile absente în atmosferă, deși există curenți de aer de mare viteză.

Presiunea atmosferică

Cu toate că, în general, nu ne dăm seama de aceasta, aerul este o substanță tangibilă, materială. La nivelul mării atmosfera exercită o presiune de aproximativ 1 kg/cm^2 asupra tuturor suprafețelor solide sau lichide expuse. Această greutate permanentă nu creează nici un fel de dificultăți, datorită faptului că presiunea este contrabalansată de presiunea aerului din lichide, obiecte goale pe dinăuntru și substanțe poroase. Presiunea exercitată pe 1 cm^2 de suprafață poate fi imaginată sub forma greutății reale a unei coloane de aer cu secțiunea de 1 cm^2, care se înalță pînă la limita exterioară a atmosferei. Aerul poate fi comprimat cu ușurință. Porțiunea inferioară este cel mai

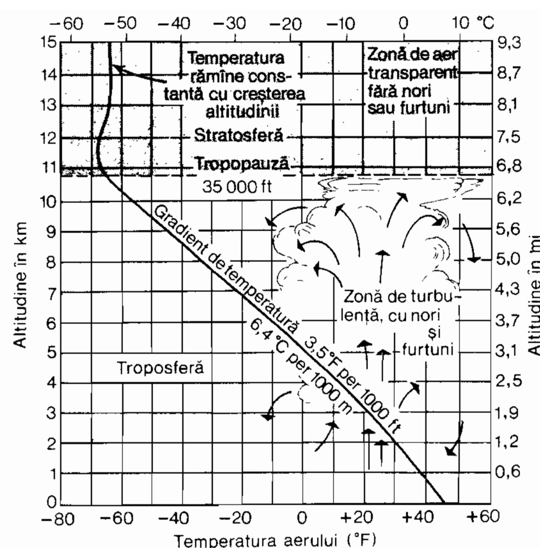


Fig. 7.3 Curbă tipică a gradientului de temperatură obținută cu ajutorul baloanelor-sondă la latitudine medie.

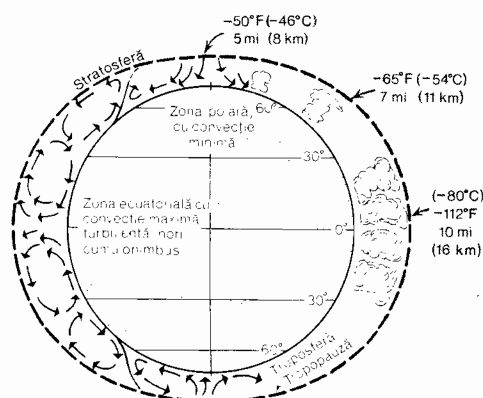


Fig. 7.4 Schema unei secțiuni transversale prin troposferă; mai sînt date înălțimea și temperatura tropopauzei.

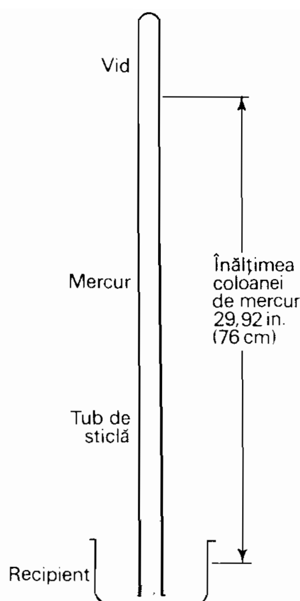


Fig. 7.5 Principiul barometrului cu mercur.

mult comprimată, fiind, prin urmare, cea mai densă. Pe verticală, atît densitatea cît şi presiunea aerului se micşorează rapid.

Meteorologul foloseşte o altă metodă de exprimare a presiunii atmosferice, bazată pe o experienţă clasică de fizică, efectuată prima dată de Torricelli în anul 1643. Un tub de sticlă, lung de aproximativ 1 m şi închis ermetic la un capăt, este umplut cu mercur. Capătul liber este temporar ţinut închis. Apoi tubul este răsturnat şi capătul liber este introdus într-un vas cu mercur. Cînd deschidem acest capăt, mercurul din tub coboară cu cîţiva centimetri, rămînînd apoi fixat la un nivel de aproximativ 76 cm deasupra suprafeţei mercurului din vas (fig. 7.5). Acum presiunea atmosferică contrabalansează greutatea coloanei de mercur. Dacă presiunea aerului creşte sau scade, nivelul mercurului se va ridica sau va coborî în mod corespunzător. Iată prin urmare un instrument pentru măsurarea presiunii atmosferice şi a variaţiilor ei.

Instrumentul care măsoară presiunea atmosferică se numeşte *barometru*. Tipul realizat de Torricelli a fost denumit *barometru cu mercur*. După introducerea unei serii de îmbunătăţiri dispozitivului simplu de la început, el a devenit instrumentul standard (fig. 7.6). Presiunea poate fi citită în centimetri de mercur, constituind înălţimea reală a coloanei de mercur. Presiunea la nivelul mării este de 76 cm (760 mm).

Meteorologii au adoptat însă şi o altă unitate, *milibarul* (mb). Un inci de mercur echivalează cu circa 33,9 mb. Presiunea la nivelul mării este de 1013,2 mb, fiecare 1/10 inci de mercur fiind egală cu aproximativ 3 mb (0,1 in = 3,39 mb). În prezenta lucrare vom folosi ambele sisteme de exprimare a presiunii atmosferice.

Un alt tip de barometru este *barometrul aneroid*. Acesta se compune dintr-o cameră metalică parţial golită de aer şi închisă etanş. Pereţii camerei sînt flexibili, astfel încît camera se dilată şi se contractă în funcţie de variaţiile presiunii atmosferice exterioare. Aceste mişcări acţionează asupra unui ac care indică valorile pe un cadran circular gradat (fig. 7.7). Barometrul aneroid este compact şi uşor de purtat într-un avion sau de către o persoană.

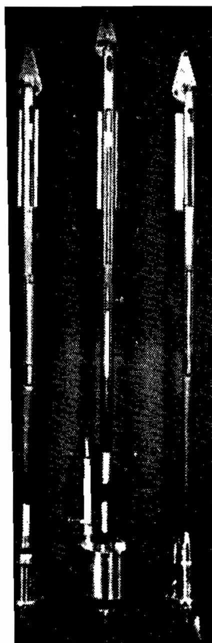


Fig. 7.6 Trei tipuri de barometre cu mercur (foto L. E. Johnson, oferită de *U. S. Weather Bureau*).

Distribuţia pe verticală a presiunii

În figura 7.8 este arătat modul cum scade presiunea atmosferică pe măsura creşterii altitudinii. Coloana de mercur coboară cu $^1/_{30}$ din înălţimea ei la fiecare 275 m altitudine. Aşa cum arată graficul (printr-o curbă mai abruptă) viteza de scădere a presiunii cu altitudinea se reduce treptat pînă la înălţimea de 50 km, dincolo de care această scădere devine foarte mică.

Efectele scăderii presiunii atmosferice sînt resimţite din punct de vedere fiziologic de către om. Influenţa asupra punctului de fierbere a apei sau asupra bilanţului caloric al atmosferei vor fi discutate în capitolul 9.

Fenomenele din atmosfera exterioară

Omul continuă să-şi extindă activitatea în stratele din ce în ce mai înalte ale atmosferei. De un deosebit interes pentru geografi sînt progresele realizate în folosirea sateliţilor de comunicaţii şi a unor instrumente foarte sensibile care examinează suprafaţa Pămîntului. Sateliţii meteorologici se rotesc necontenit în jurul Pămîntului, furnizînd fotografii care sînt de mare ajutor în prognoza meteorologică şi în detectarea timpurie a furtunilor tropicale. Anumite fenomene fizice ale atmosferei exterioare îşi au deci importanţa lor în contextul larg al geografiei fizice.

O mare importanţă pentru dezvoltarea radiocomunicaţiilor la scara globului prezintă stratul denumit *ionosferă*, care se găseşte între 80 şi 400 km altitudine. Observăm că poziţia sa coincide cu partea inferioară a heterosferei, în care se află stratele de azot molecular şi de oxigen atomic (vezi fig. 7.2). Mai mult, ionosfera are o poziţie aproape identică cu cea a termosferei inferioare. Ionosfera este alcătuită dintr-o serie de strate în care se produce procesul de *ionizare*. Razele gamma şi razele X, raze de mare energie din spectrul radiaţiei solare, sînt absorbite aici de moleculele şi atomii de azot şi oxigen. În acest proces de absorbţie, fiecare moleculă sau atom eliberează un electron, devenind un ion încărcat pozitiv. Electronii astfel eliberaţi formează un curent electric care se scurge liber prin ionosferă la scara planetară. De mare interes pentru geografia radiocomunicaţiilor este capacitatea stratelor de ioni de a reflecta undele radio şi de a le întoarce astfel din nou spre Pămînt. Cea mai mare parte din acest important fenomen de reflectare a undelor lungi radio are loc în partea inferioară a ionosferei, care poartă numele de *stratul Kennelly — Heaviside.* Fără această reflectare comunicaţiile radio pe distanţe lungi ar fi imposibile. Deoarece ionizarea necesită radiaţie solară directă, stratele ionosferice (cinci la număr) se dezvoltă pe faţa iluminată a Pămîntului (fig. 7.9). Pe faţa întunecată, în condiţii de noapte, aceste strate tind să se reducă şi să dispară.

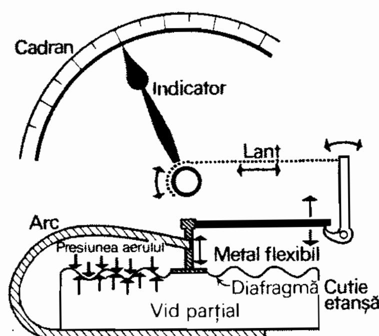


Fig. 7.7 Reprezentarea schematică a dispozitivului barometrului aneroid (după *Wold*, *College Physics*).

Un alt fenomen care prezintă o însemnătate vitală pentru om şi toate celelalte forme de viaţă de pe Pămînt este prezenţa unui *strat de ozon*, aflat în cea mai mare parte în zona de 20—35 km înălţime, dar putînd să atingă şi altitudinea de 50—55 km (vezi fig. 7.2). Acest strat de ozon porneşte deci din stratosfera superioară şi se extinde în mezosferă. Stratul de ozon este o regiune de concentraţie a acelei forme a moleculei de oxigen cunoscută sub numele de ozon

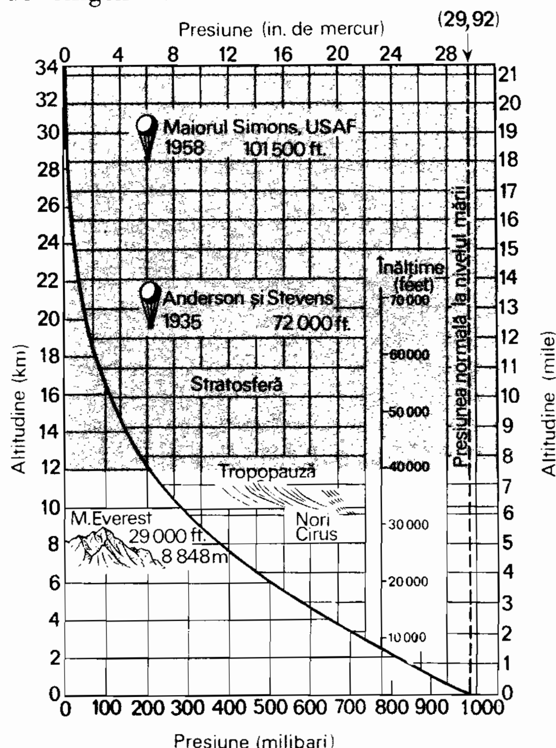


Fig. 7.8 Scăderea presiunii atmosferice cu altitudinea (date după Humphreys, « Physics of the Air »).

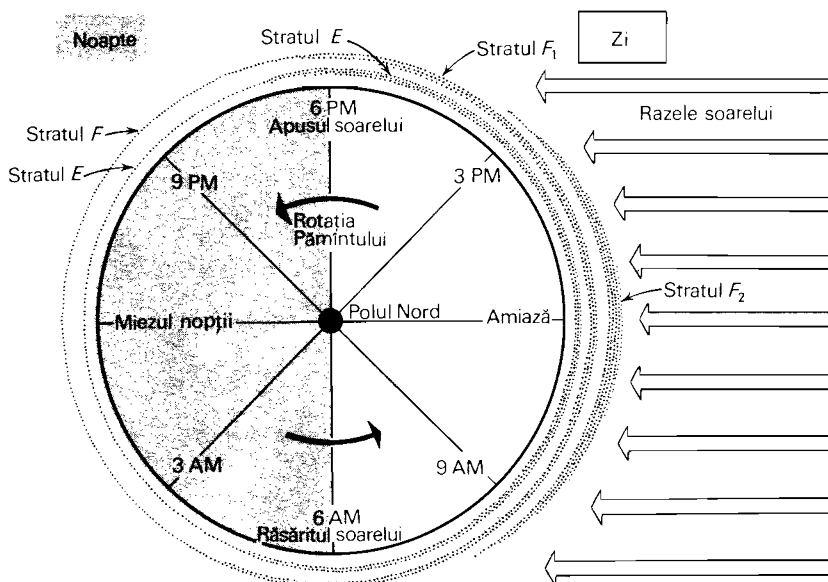


Fig. 7.9 Această diagramă a straturilor ionosferei reprezintă o secțiune transversală prin ecuatorul terestru Observatorul privește în jos spre secțiune dintr-un punct situat deasupra Polului Nord (după B. F. Howell, Jr., « Introduction to Geophysics», McGraw-Hill, New York, 1959, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

(O_3), în care se combină trei atomi de oxigen în loc de doi (O_2). Ozonul ia naștere prin acțiunea razelor ultraviolete asupra atomilor de oxigen obișnuiți. El are funcția unui scut, care protejează troposfera și suprafața terestră împotriva celei mai mari părți a radiației ultraviolete existente în spectrul radiației solare. Dacă aceste raze ultraviolete ar ajunge pe suprafața terestră cu toată intensitatea lor, bacteriile expuse ar fi nimicite, iar țesuturile animale ar suferi arsuri grave. Astfel, prezența stratului de ozon devine un element indispensabil pentru mediul ambiant al omului. Este interesant de notat și faptul că temperaturile ridicate de la nivelul mezosferei se produc datorită absorbției razelor ultraviolete în partea superioară a stratului de ozon. Nivelul de cea mai mare concentrație a ozonului își are altitudinea maximă (48 km) la latitudini joase, atingînd altitudinea minimă (35 km) la latitudini arctice. Există de asemenea pronunțate variații sezoniere de altitudine la latitudinile medii.

Magnetosfera

În capitolul 3 cîmpul magnetic al Pămîntului a fost descris ca fiind asemănător celui al unei bare magnetice orientate pe o axă polară magnetică ce se înclină cu cîteva grade față de axa geografică a Pămîntului. Liniile de forță înfățișate în figura 3.3 se continuă și în spațiu, alcătuind cîmpul magnetic extern al Pămîntului. Dacă presupunem, pentru comparație, că atmosfera terestră se extinde în afară pe o distanță egală cu dublul razei sale (13 000 km), cîmpul magnetic poate depăși cu mult limitele extreme ale atmosferei. Limita efectivă a cîmpului magnetic extern se află probabil la 64 000—130 000 km de Pămînt. Toată zona cuprinsă între aceste limite poartă numele de *magnetosferă*, marginea ei exterioară fiind numită *magnetopauză*.

Cel mai simplu model geometric al formei magnetosferei este un inel toroidal care înconjură Pămîntul. Planul inelului s-ar afla în planul ecuatorului magnetic, iar Pămîntul ar ocupa deschiderea din centrul inelului. În realitate această formă ideală nu există, din cauza acțiunii *vîntului solar*, un flux de electroni și protoni mai mult sau mai puțin continuu, eliberat de Soare. Presiunea vîntului solar tinde să împingă magnetopauza mai aproape de Pămînt pe partea luminată de Soare (fig. 7.10). Aici, distanța pînă la magnetopauză este de ordinul a zece raze terestre (aproximativ 64 000 km). În această zonă liniile de forță sînt aglomerate, iar cîmpul magnetic este intensificat. În partea

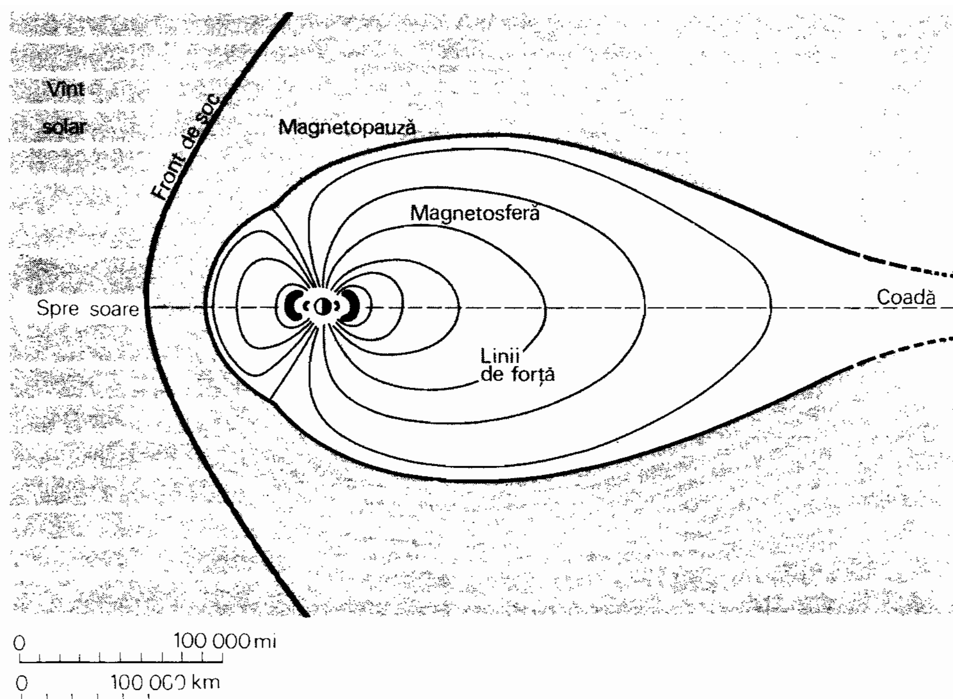


Fig. 7.10 Magnetosfera şi magnetopauza sînt puternic distorsionate de presiunea vîntului solar. Dincolo de magnetopauză se află un front de şoc. Compoziţia şi mărimea cozii nu se cunosc exact (după C. O. Hines, « Science », 1963 şi B.J.O. Brien, « Science », 1965).

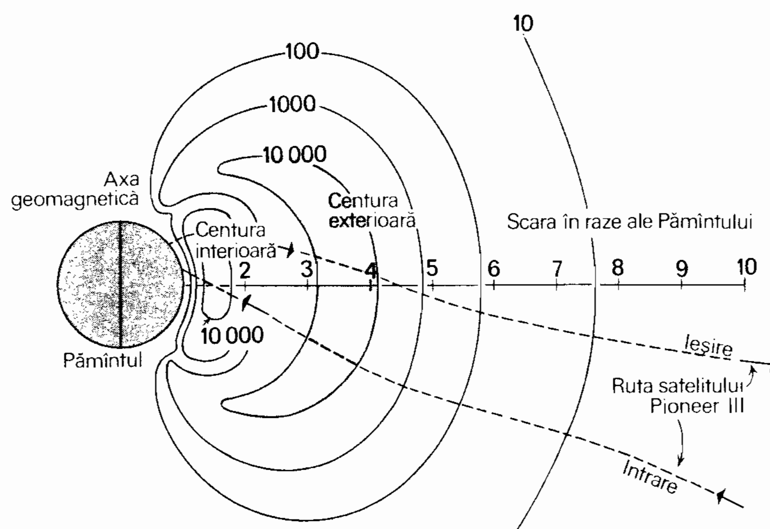


Fig. 7.11 Secţiune transversală prin centurile de radiaţie Van Allen în prima lor interpretare pe baza datelor transmise pe Pămînt de sateliţii Explorer IV şi Pioneer III. Liniile de egală intensitate a radiaţiei sînt gradate în valori relative, fiecare cantitate fiind de 10 ori mai mare decît valoarea imediat inferioară (după J. A. Van Allen, 1959, « Jour. Geophysical Research », vol. 64, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

întunecată (umbrită) a Pămîntului, pe o linie ce se îndepărtează de Soare, magnetopauza este alungită mult, iar liniile de forță sînt foarte atenuate. Mărimea acestei „cozi“ nu este cunoscută, iar întreaga formă a magnetosferei a fost asemuită cu o cometă. S-a apreciat că lungimea cozii magnetice este de cel puțin 6 400 000 km, eventual mult mai mare.

Centurile de radiație

În anul 1958 sateliții artificiali Explorer I și III pe care se aflau instalați contori Geiger, au trimis spre Pămînt date despre existența unei regiuni de intensă radioactivitate înăuntrul magnetosferei. Curînd au fost descoperite două centuri inelare de radiație, dispuse concentric (fig. 7.11). Aceste inele au primit numele de *centuri de radiație Van Allen*, în onoarea fizicianului care le-a descris pentru prima dată. Centura interioară s-a stabilit că se află la 3 600 km (2300 mile) de suprafața Pămîntului, iar cea exterioară, mult mai intensă, la o distanță cuprinsă între 13 000 și 19 000 km (8—12000 mile).

Centurile de radiație Van Allen reprezintă concentrații de particule încărcate electric — protoni și electroni — prinse în liniile de forță ale cîmpului magnetic extern al Pămîntului. Aceste particule de mare energie provin din Soare și sînt captate în momentul pătrunderii în magnetopauză. Intensitatea radiației captată fluctuează în limite largi. Erupțiile de pe suprafața Soarelui, care au loc la intervale neregulate, emit spre Pămînt jerbe de nori ionici. În aceste epoci, intensitatea radiației particulelor captată crește pronunțat. O manifestare a acestor fenomene este *aurora*, care se produce mai intens la latitudinile arctice și antarctice. Pe Pămînt, sosirea norilor ionici proveniți din erupțiile solare este întovărășită de tulburări puternice ale cîmpului magnetic (*furtuni magnetice*) și ale radiocomunicațiilor.

Capitolul 8

Încălzirea și răcirea suprafeței terestre

SPECIALISTUL ÎN GEOGRAFIE FIZICĂ încearcă să descrie și să explice condițiile naturale de mediu în care trăiește omul. În ceea ce privește influența atmosferei, o importanță deosebită pentru om o prezintă elementele de vreme și de climă. Acestea constituie problemele de cercetare sau obiectul de studiu al meteorologiei și climatologiei.

Vremea poate fi definită ca fiind situația atmosferică într-un anumit moment, descrierea ei făcîndu-se pentru un singur punct de observație sau pentru o regiune oarecare de pe suprafața Pămîntului. Spre deosebire de aceasta, *clima* este starea caracteristică a atmosferei dedusă din observații repetate pe lungi perioade de timp. Clima cuprinde nu numai o analiză a valorilor medii, ci și abaterile de la aceste medii precum și probabilitățile de repetare a anumitor serii de observații. Rezultă deci că informațiile despre climă provin din informațiile despre vreme; că prima reprezintă o generalizare, pe cînd cea de a doua se ocupă cu fenomene specifice.

O prezentare a vremii cuprinde o serie de parametri descriptivi, adesea denumiți *elemente meteorologice*, grupate după cum urmează: 1, *temperatura aerului;* 2, *presiunea atmosferică;* 3, *vînturile* — direcția și viteza mișcării orizontale a aerului; 4, *umiditatea atmosferică*, care cuprinde la rîndul ei: *umezeala* (conținutul de vapori de apă), *norii* și *ceața*, acolo unde ele există și *precipitațiile* — căderile de particule de apă lichide sau solide. Determinarea elementelor meteorologice se face cu ajutorul instrumentelor sau prin observații vizuale directe într-o stație fixă de pe sol și se poate extinde în înălțime prin folosirea seturilor de instrumente ridicate de baloane. În mod ideal o imagine completă a vremii trebuie să aibă trei dimensiuni, extinzîndu-se pe verticală pînă în troposferă și acoperind pe orizontală o rețea de stații. Pentru regiunile dintre stațiile de observație se folosește *interpolarea*, trasîndu-se linii de valoare egală *(izoplete)*, pentru a indica valorile estimate ale diverselor elemente meteorologice pe întreaga regiune, ca și sensurile și vitezele de modificare ale acestor valori dintr-un punct în altul. Elaborarea *hărților meteorologice*, care înfățișează condițiile meteorologice la un moment dat, pe baza datelor de la stații și a izopletelor, formează o ramură specială a meteorologiei, denumită *meteorologia sinoptică*. Hărți meteorologice se construiesc nu

numai pentru suprafața solului, ci și pentru diferite nivele de altitudine.

O descriere a climei are la bază aceleași grupe de elemente pe care le-am amintit mai înainte la vreme. Anumite categorii de date primesc, totuși, o atenție specială. Pentru numeroase sisteme de climă valorile temperaturii aerului și cantitățile de precipitații constituie unica bază pentru definirea tipurilor de climă și pentru diferențierea acestora. Natura informațiilor despre climă va fi abordată detaliat în capitolul 13.

Conceptul de bilanț caloric global

Prezentul capitol se ocupă mai ales cu elementul meteorologic „temperatura aerului", precum și cu temperatura suprafeței uscatului și a apelor care se influențează reciproc. Toată lumea cunoaște procedeul de măsurare a temperaturii aerului cu ajutorul termometrului. Cei mai mulți dintre noi s-au obișnuit să considere datele privind temperatura aerului ca indicații în ceea ce privește modul în care ne vom îmbrăca și ne vom desfășura activitatea în aer liber. Totuși, nu trebuie să uităm că temperatura aerului este un indicator în ceea ce privește cantitatea de energie calorică existentă în atmosferă. Această căldură, pe care o putem numi *căldură perceptibilă*, există în virtutea *energiei cinetice* (energie de mișcare) a moleculelor de gaz. Pe măsură ce temperatura are valori mai ridicate crește și energia mișcării moleculare. Ca atare, trebuie să acordăm atenție energiei calorice și modului în care ea este absorbită și transmisă, transformată pe suprafața întinderilor oceanice și continentale sau înmagazinată în formă latentă.

Cunoaștem cu toții natura ciclică a variațiilor de temperatură. Există un ritm diurn de creștere și scădere a temperaturii; există, de asemenea, un ritm sezonier. Se produc și schimbări sistematice în temperatura aerului de la ecuator pînă la latitudinile polare, ca și dinspre oceane spre ariile continentale. Ca atare, păturile inferioare ale atmosferei și suprafața uscatului și oceanelor primesc și cedează energia calorică în cicluri diurne și sezoniere. Există, de asemenea, mari deosebiri în privința cantităților de căldură primite și cedate pe măsură ce ne deplasăm de la latitudinile joase spre cele înalte.

În ciuda existenței ciclurilor termice și a contrastelor de temperatură în funcție de latitudine, istoria omului ca și istoria geologică a planetei, indică o stabilitate relativă, în timp, a bilanțului caloric global. Este evident că Pămîntul ca planetă își menține un *echilibru termic*, căci dacă n-ar fi așa, modificarea treptată în sensul creșterii sau descreșterii temperaturii ar face pînă la urmă suprafața terestră prea caldă sau prea rece pentru existența vieții.

În mod practic, unica sursă de energie calorică a suprafeței terestre o constituie Soarele. Cantitățile mici de căldură provenite din sursele interne radioactive și vulcanice ale Pămîntului pot fi neglijate. Căldura solară este recepționată de planeta noastră sferică și nivelul energiei calorice tinde să crească. În același timp însă, planeta radiază căldură în spațiul cosmic — proces prin care tinde să reducă nivelul energiei sale calorice. Cele două procese de absorbție și emisie au loc în mod simultan. Într-un anumit punct, la o anumită epocă, se primește mai multă căldură decît se emite; în alt punct și în altă epocă se cedează mai multă căldură decît se primește.

Considerațiile de mai sus ne conduc la conceptul de *bilanț caloric* global, analog în multe privințe bilanțului financiar al unei mari instituții. O primă premisă a conceptului de bilanț caloric este aceea că, pe o lungă perioadă de timp, nivelul mediu de energie calorică pentru sistem ca întreg rămîne absolut constant. Toate abaterile de la medie, pe cicluri de scurtă sau lungă durată, sînt echilibrate prin abateri egale în sens contrar. Mai mult, deoarece regiunile ecuatoriale primesc mult mai multă căldură decît pierd în spațiu, iar regiunile polare pierd mult mai multă căldură decît primesc, sistemul trebuie să cuprindă mecanisme de transfer caloric, care să asigure deplasarea excesului de căldură din anumite regiuni și aducerea acestor cantități de căldură în regiunile deficitare. Pe planeta noastră mișcările din atmosferă și cele ale apelor oceanice acționează ca mecanisme de transfer caloric. Cercetarea bilanțului caloric terestru nu va fi deci completă fără descrierea și explicarea circulației generale a atmosferei și a apei în natură, pe care o vom face în capitolele 9 și 10.

Înmagazinarea energiei calorice în formă latentă constituie o parte însemnată a bilanțului caloric terestru. În introducerea la capitolul 7 s-a arătat deja că schimbările stării de agregare a materiei sînt însoțite de absorbție sau eliberare de energie calo-

rică. Apa în cele trei stări ale ei — ca vapori de apă în atmosferă și ca apă lichidă și solidă în oceane și pe uscat — absoarbe și eliberează căldură atunci cînd trece dintr-o stare de agregare în alta. Ca atare, studiul bilanțului caloric terestru nu va fi complet fără examinarea proceselor prin care apa își schimbă starea de agregare în atmosferă (cap. 11, 12 și 14).

Dacă ne gîndim bine, ne vom da seama că circuitul apei în natură constituie un sistem de importanță egală cu cel caloric și că desfășurarea acestor două sisteme se află într-o strînsă legătură. Putem astfel dezvolta conceptul de bilanț hidric ca și cel de *echilibru hidric*, așezîndu-le alături de bilanțul caloric (cap. 14 și 25). Putem considera că bilanțul caloric implică energie, iar bilanțul hidric implică materie. Laolaltă, aceste două mari sisteme de energie și materie formează un mare sistem planetar unic, ne permit să descriem și să explicăm numeroase fenomene de mediu ale Pămîntului într-un cadru unitar.

Abordarea sistematică a bilanțului caloric terestru începe cu examinarea energiei primite sub forma radiației solare, care este urmărită în drumul ei prin atmosfera terestră și unde suportă procesele de absorbție și de transformare a ei. În continuare ne vom ocupa de mecanismul prin care Pămîntul produce energie calorică ca sursă secundară de radiație calorică.

Radiația solară

Soarele nostru, o stea de masă și temperatură medie în comparație cu celelalte stele, are la suprafață o temperatură de aproximativ 6000°C. Gazele supraîncălzite și incandescente, care formează suprafața solară emit o formă de energie numită *radiație electromagnetică*. Ne putem imagina această formă de transfer de energie ca un grup sau spectru de unde cu lungimi foarte variate ce se deplasează cu o viteză de 300 000 km/s. Energia se transmite în linii drepte ce pornesc radial dinspre Soare și are nevoie de circa 9 $^1/_3$ minute pentru a parcurge distanța de 150 000 000 kilometri ce separă Soarele de Pămînt. Deși radiația solară străbate spațiul interplanetar fără pierderi de energie, intensitatea ei într-o rază cu o anumită secțiune (să zicem, un centimetru pătrat) scade invers proporțional cu pătratul distanței pînă la Soare. Astfel, Pămîntul primește doar circa două miliardimi din energia totală emisă de Soare.

Spectrul radiației solare se compune din: *a*, raze X, raze gamma și raze ultraviolete, care poartă aproximativ 9% din energia totală; *b*, raze luminoase vizibile, 41% și *c*, raze infraroșii calorice, invizibile, 50%. Tabelul 8.1 indică lungimile de undă în microni pentru diferitele porțiuni ale spectrului (1 micron = 1/10 000 cm).

TABELUL 8.1

		Lungimea de undă (microni)	Energia totală (%)
Cele mai scurte	Raze X și raze gamma	1/2000—1/100	9
	Raze ultraviolete	0,2—0,4	
	Raze luminoase vizibile	0,4—0,7	41
Cele mai lungi	Raze infraroșii	0,7—3000	50

În cele ce urmează, termenul de radiații de *undă scurtă* se va aplica porțiunii vizibile și ultraviolete a spectrului (lungimi de undă sub 0,7 microni), spre deosebire de porțiunea *infraroșie* (lungimi de undă peste 0,7 microni). Observăm că energia totală a spectrului de radiație este aproximativ egal împărțită între undele scurte și lungi.

Sursa energiei solare se află în interiorul Soarelui unde, la presiuni uriașe și temperaturi foarte înalte, hidrogenul este transformat în heliu. În cadrul acestui proces de transformare este generată o cantitate enormă de căldură care, prin convecție și conductivitate, ajunge pînă la suprafața Soarelui. Deoarece ritmul de producere a energiei este constant, cantitatea de radiație solară este de asemenea invariabilă (după datele științifice de care dispunem pînă în prezent). Implicit, la o distanță medie de Soare, cantitatea de energie solară primită pe o unitate de suprafață dispusă perpendicular pe razele Soarelui este de asemenea invariabilă. Cunoscută sub numele de *constantă solară*, această cantitate de radiație are valoarea de 2 calorii-gram pe centimetru pătrat și pe minut. Se consideră, firește, că radiația este măsurată în afara limitelor atmosferei terestre, astfel încît să nu se piardă nici o parte din ea. O calorie-gram pe centimetru pătrat constituie unitatea de măsurare a energiei calorice denumită *langley*. Putem deci spune că valoarea

constantei solare este de 2 langley/minut. În unități calorice englezești constanta solară este egală cu 430 Btu/ft²/h. Sateliții artificiali echipați cu instrumente pentru măsurarea intensității radiației electromagnetice ne-au furnizat date precise cu privire la constanta solară.

Insolația pe glob

Întrucît Pămîntul este o sferă (neținînd seama de turtire), numai un punct de pe suprafața lui — cel în care razele Soarelui cad perpendicular la amiază — prezintă o suprafață în unghi drept față de razele Soarelui. În orice direcție am porni de la acest punct suprafața curbă a Pămîntului prezintă un unghi în descreștere față de raze, pînă la atingerea cercului de iluminare. De-a lungul acestui cerc mare razele sînt paralele cu suprafața (vezi în cap. 4 date privind relația dintre Pămînt și razele solare pe întreaga durată a anului).

Să presupunem acum că Pămîntul este o sferă perfectă, lipsită de atmosferă. Energia solară incidentă prezintă o valoare maximă de 2 langley/minut numai la punctul situat exact sub Soare. (În cele de mai jos vom folosi termenul de *insolație* pentru a exprima energia solară incidentă pe o suprafață expusă.) În orice punct de pe Pămînt cantitatea de insolație primită într-o zi depinde deci de doi factori: în primul rînd de unghiul sub care cad pe Pămînt razele Soarelui și în al doilea rînd de durata de expunere. Acești factori variază cu latitudinea și cu modificările sezoniere survenite în poziția Soarelui pe bolta cerească.

Figura 8.1 arată că intensitatea insolației este maximă acolo unde razele Soarelui cad vertical (adică sînt perpendiculare pe suprafața expusă), așa cum se întîmplă la amiază la latitudini egale cu declinația Soarelui, între tropicele Racului și Capricornului. Întrucît către poli unghiul de incidență a razelor solare se micșorează treptat, aceeași cantitate de energie solară va acoperi o suprafață terestră din ce în ce mai mare. Rezultă deci, în medie, că regiunile polare primesc cea mai mică cantitate de căldură pe unitatea de suprafață. Acest lucru ne ajută să explicăm repartiția generală pe glob a valorilor medii ale temperaturii aerului, de la valoarea maximă înregistrată la latitudini joase pînă la valoarea minimă înregistrată lîngă poli.

Am văzut în capitolul 4 că, datorită înclinării axei terestre, unghiul sub care cad razele Soarelui la amiază prezintă o variație totală de 47° de la un solstițiu la altul. Acest ciclu nu face ca totalul anual al insolației pe întregul glob să difere de situația ideală în care axa terestră n-ar fi înclinată, dar provoacă mari deosebiri în repartizarea pe anotimpuri și pe latitudini a acestei insolații.

Să ne gîndim mai întîi că, dacă axa terestră ar fi perpendiculară pe planul orbitei, polii n-ar primi nici o cantitate de insolație, indiferent de epoca anului, în timp ce ecuatorul ar primi invariabil o cantitate maximă. Cu alte cuvinte, condițiile de la echinocțiu (vezi fig. 4.9 și 4.11) ar exista în fiecare zi a anului. Expunînd polii în mod alternativ Soarelui, înclinația axei terestre redistribuie insolația anuală totală spre latitudinile superioare, reducînd întrucîtva cantitatea primită de zona ecuatorială.

În al doilea rînd, înclinația Pămîntului dă naștere unor diferențe anotimpuale de insolație la toate latitudinile, aceste diferențe mărindu-se spre poli, unde apare contrastul maxim: șase luni de zi și șase luni de noapte. Paralel cu schimbarea unghiului de cădere a razelor solare acționează și un alt factor — durata luminii de zi. În anotimpul în care poziția Soarelui atinge înălțimea maximă pe cer, perioada de timp în care acesta se află deasupra orizontului este corespunzător mai mare. Cei doi factori contribuie prin urmare, împreună la intensificarea contrastului dintre cantitățile de insolație înregistrate la cele două solstiții.

Figura 8.2 prezintă grafice ale insolației pentru o serie de latitudini între ecuator și Polul Nord. Aceste grafice indică insolația la limita exterioară a atmosferei, neputînd deci fi valabile pentru suprafața terestră decît în cazul unui Pămînt imaginar, fără atmosferă care absoarbe și reflectă radiația. Observăm că ecuatorul prezintă două maxime (care corespund cu echinocțiile, cînd Soarele este deasupra capului la ecuator) și două perioade minime (care corespund cu solstițiile, cînd declinația Soarelui atinge punctul maxim spre nord și spre sud de ecuator). La cercul arctic ($66^1/_2$°N), insolația este nulă în ziua solstițiului de iarnă, iar pe măsură ce înaintăm spre pol această perioadă de insolație nulă devine tot mai lungă. La toate latitudinile situate între Tropicul Racului și Tropicul Capricornului insolația prezintă două maxime și două minime, dar unul dintre cele două maxime devine predominant pe măsură ce ne apro-

piem de tropic. Între $23^1/_2°$ și $66^1/_2°$ există un singur ciclu de insolație continuu cu maximul la un solstițiu și cu minimul la celălalt.

Figura 8.3 înfățișează aceste date despre insolație într-un mod diferit. Liniile cu aceeași radiație solară totală (globală) diurnă sînt trasate pe un grafic ale cărui coordonate sînt latitudinea și calendarul anual.

Zonele de latitudine pe glob

Poziția Soarelui pe cer, care determină mărimea fluxului de energie solară ce ajunge pe suprafața terestră și, implicit, guvernează mediul termic al omului, ne oferă o bază pentru împărțirea globului în zone termice în raport cu latitudinea (fig. 8.4). Limitele acestor zone nu trebuie luate în sens absolut și categoric, ci mai degrabă în sensul că acest sistem ne dă o terminologie convenabilă pentru a ne putea referi la regiunile globului în cele ce urmează.

Zona ecuatorială este situată la ecuator și se întinde de-o parte și de alta a acestuia pînă la 10° latitudine nordică și sudică. În această zonă insolația este intensă pe întreaga durată a anului, zilele și nopțile fiind de lungimi aproximativ egale. *Zona tropicală nordică* și *zona tropicală sudică* sînt situate, respectiv, pe Tropicul Racului și Tropicul Capricornului, întinzîndu-se între 10° și 25° latitudine nordică și sudică. În aceste zone Soarele se apropie de zenit la unul din solstiții și este considerabil mai jos pe cer la celălalt solstițiu. Există deci un ciclu sezonier marcat, combinat însă cu o insolație anuală totală potențială mare. Vom nota că uzanța literară ca și cea a unor lucrări de geografie se deosebește de cele spuse aici, cuvîntul tropice fiind adesea folosit pentru a descrie întreaga zonă de 47° latitudine cuprinsă între tropicele Racului și Capricornului. Aceasta este, de fapt, definiția pe care majoritatea dicționarelor o dau termenului tropice dar, chiar dacă este o definiție clasică, ea nu corespunde nevoilor geografiei fizice, așa cum va reieși clar din studiul climei, solurilor și vegetației naturale.

Situate imediat spre poli față de zonele tropicale, se găsesc niște regiuni de tranziție pe care cei mai mulți geografi le numesc *zone subtropicale*. În mod convențional, se consideră că aceste zone cuprind fîșiile dintre 25° și 30° latitudine nordică și sudică, admițîndu-se totuși că adjectivul „subtropical", folosit cu referire la aceste zone geografice, se poate extinde cu cîteva grade mai spre poli sau spre ecuator de paralelele respective.

Zonele de latitudine medie aflate între 35° și 55° nord și sud sînt regiuni în care poziția Soarelui la amiază prezintă o variație relativ mare a unghiului înălțimii sale deasupra orizontului, astfel încît diferențele sezoniere

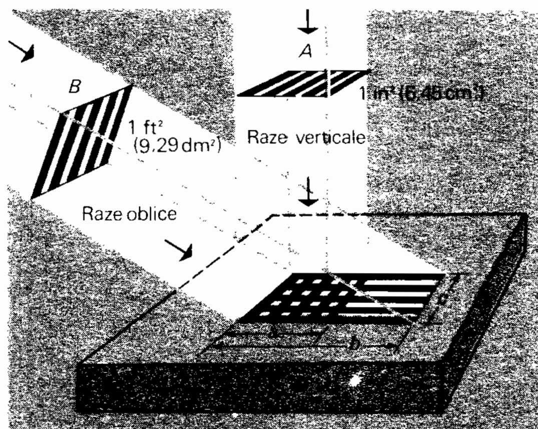


Fig. 8.1 Unghiul de incidență a razelor solare determină intensitatea insolației pe sol. În timp ce energia razelor verticale *A* se concentrează în patratul *a*, aceeași energie a razelor înclinate *B* acoperă un dreptunghi *b*.

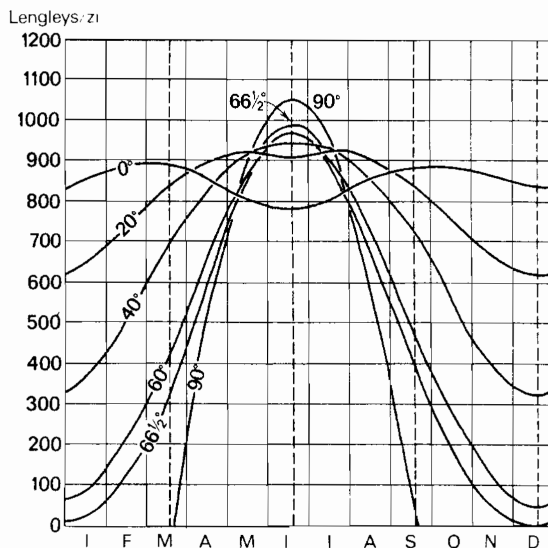


Fig. 8.2 Insolația la diferite latitudini în emisfera nordică (date furnizate de Institutul Smithsonian, Washington, citate de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

de radiație solară globală sînt aici pronunțate. Există de asemenea marcante deosebiri sezoniere în privința lungimii zilelor și a nopților față de zonele tropicale.

Dincolo de zonele de latitudine medie se află *zonele subarctice*, între 55° și 60° nord și sud, formînd trecerea dintre latitudinile medii și zonele arctice.

Situate pe cercurile arctic și antarctic, la 66 $^{1}/_{2}$° nord și sud, se află *zonele arctice*, pe care le putem eventual diferenția într-o *zonă arctică* și una *antarctică*. Zonele arctice se întind între 60° și 75° latitudine nordică și sudică, dar aceste limite nu au un caracter absolut. În zonele arctice lungimea zilelor și nopților prezintă o variație anuală foarte mare cu diferențe enorme între energia solară primită la cele două solstiții. Să observăm că uzanța clasică, așa cum o întîlnim în dicționare, consideră ca „regiune arctică" întreaga suprafață dintre Cercul arctic și Polul Nord, iar ca „regiune antarctică" zona corespunzătoare din emisfera sudică. Ca și în cazul „tropicelor", aceste sensuri literare nu sînt potrivite pentru necesitățile geografiei fizice.

Zonele polare de nord și de sud sînt suprafețe circulare aflate între latitudinile de 75° și poli. Aici predomină regimul solar polar cu șase luni de zi și șase luni de noapte și cu o diferență sezonieră maximă în privința energiei solare primite.

Pierderile de insolație în atmosferă

După ce radiația solară pătrunde în atmosfera Pămîntului ea suportă o serie de procese de extincție și modificări ale spec-

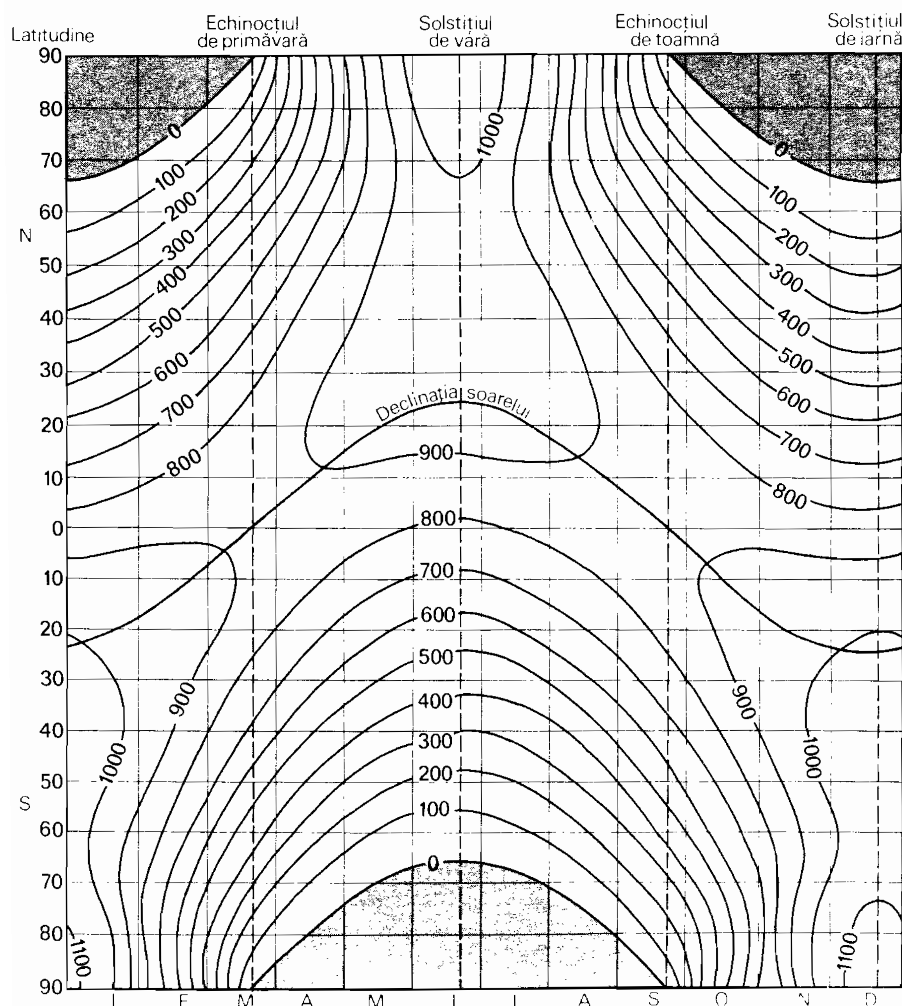


Fig. 8.3 Radiația solară primită pe o suprafață orizontală în afara atmosferei terestre (după S. Fritz, « Compendium of Meteorology », 1951, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

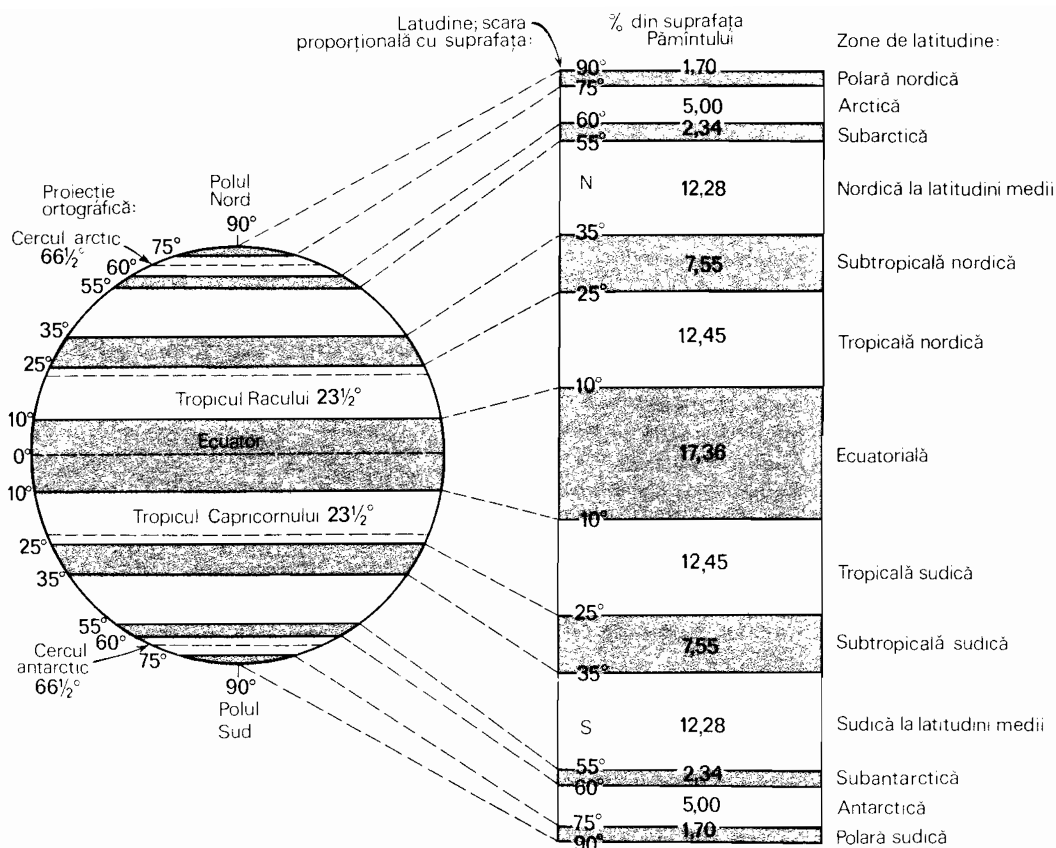


Fig. 8.4 Sistemul geografic al zonelor de latitudine.

trului său radiativ (de energie). La înălțimea de 150 km spectrul de radiații posedă aproape 100% din energia inițială, dar cînd ajunge la circa 88 km deasupra suprafeței terestre radiațiile X și o parte din radiațiile ultraviolete au fost absorbite de atmosferă. Așa cum s-a arătat în capitolul 7, în această zonă a atmosferei ia naștere ionosfera, prin acțiunea razelor de mare energie (radiații X, gamma și radiații ultraviolete) asupra moleculelor și atomilor de azot și oxigen.

Pe măsură ce radiația solară pătrunde mai mult în stratele mai dense ale atmosferei, moleculele de gaz provoacă devierea radiațiilor luminoase vizibile în toate direcțiile, fenomen care poartă numele de *difuziunea Rayleigh*. Dacă în troposferă există și particule de praf, difuziunea este intensificată. Întregul proces poate fi denumit *reflexie difuză*. Culoarea albastră a cerului senin se explică prin difuziunea Rayleigh a radiațiilor vizibile cu lungimi de undă mici. Aceste radiații luminoase, predominant albastre, ajung la ochii noștri în mod indirect din toate părțile cerului. Radiațiile roșii și infraroșii sînt mai puțin afectate de difuziune și își continuă în mare parte drumul spre Pămînt în linie dreaptă. Soarele care apune apare roșu deoarece, în această poziție, o parte din radiațiile roșii sînt deviate de la linia de vedere.

Ca rezultat al acestor forme de difuziune a undelor scurte, o anumită cantitate din energia solară se reîntoarce în spațiu și se pierde, în timp ce pe de altă parte, o cantitate de energie de undă scurtă difuzată se îndreaptă spre Pămînt și poartă numele de *radiația difuză a cerului*. O cauză suplimentară, deși mai puțin importantă, a pierderii de energie o constituie și stratul de ozon (vezi cap. 7), unde moleculele de oxigen sînt descompuse în atomi și recompuse în molecule de ozon.

O altă formă de pierdere a energiei se produce în momentul pătrunderii radiației solare în atmosferă. Atît bioxidul de carbon cît și vaporii de apă pot absorbi direct

radiaţia infraroşie — radiaţie calorică cu lungime de undă mare — ceea ce duce la o creştere sensibilă a temperaturii aerului. Astfel, o anumită încălzire directă a atmosferei inferioare are loc în timpul primirii radiaţiei solare. În timp ce bioxidul de carbon are o proporţie constantă în aer (0,033% ca volum), conţinutul de vapori de apă variază considerabil, de la 0,02% în condiţii de deşert, pînă la 1,8% în regiunile ecuatoriale umede. Ca atare, absorbţia variază şi ea de la o zonă la alta.

Se apreciază că toate formele de absorbţie directă menţionate mai sus (a radiaţiilor X, gamma şi absorbţia de radiaţii ultraviolete în ionosferă şi în stratul de ozon), combinate cu absorbţia directă a radiaţiilor cu lungime de undă mare de către bioxidul de carbon, vaporii de apă şi de alte molecule de gaz şi particule de praf existente în atmosferă, variază în medie de la 10% în condiţii de aer curat, uscat, pînă la 30% în condiţiile prezenţei unui plafon de nori.

Figura 8.5 prezintă, într-o formă foarte schematică, gama de valori pentru diferitele forme de reflexie şi absorbţie ce se pot produce. Cînd cerul este senin, reflexia şi absorbţia luate împreună pot constitui circa 20%, restul de 80% ajungînd la sol.

Vom face cunoştinţă mai departe cu încă o formă de pierdere a energiei. Suprafeţele superioare ale norilor reflectă foarte bine radiaţia de undă scurtă. Cei care au călătorit cu avionul îşi vor aminti cît de orbitor poate străluci faţa superioară a unei pături de nori privită de deasupra. Reflexia datorită norilor poate provoca întoarcerea în spaţiu a 30 pînă la 60% din radiaţia totală (fig. 8.5). Vedem astfel că, în condiţiile unei înnourări puternice, reflexia şi absorbţia datorită norilor poate provoca o pierdere de 35—80% din radiaţia primită, la sol urmînd să ajungă o cantitate de numai 45—0%.

Şi suprafaţa uscatului şi a mărilor reflectă înapoi în atmosferă o anumită proporţie din radiaţia de undă scurtă. Această proporţie, care este foarte mică, se poate combina cu reflexia provocată de nori atunci cînd evaluăm pierderea totală prin reflexie.

Procentajul de energie radiantă reflectată de o suprafaţă se numeşte *albedo*. Aceasta este o proprietate importantă a suprafeţei terestre, deoarece ea determină capacitatea

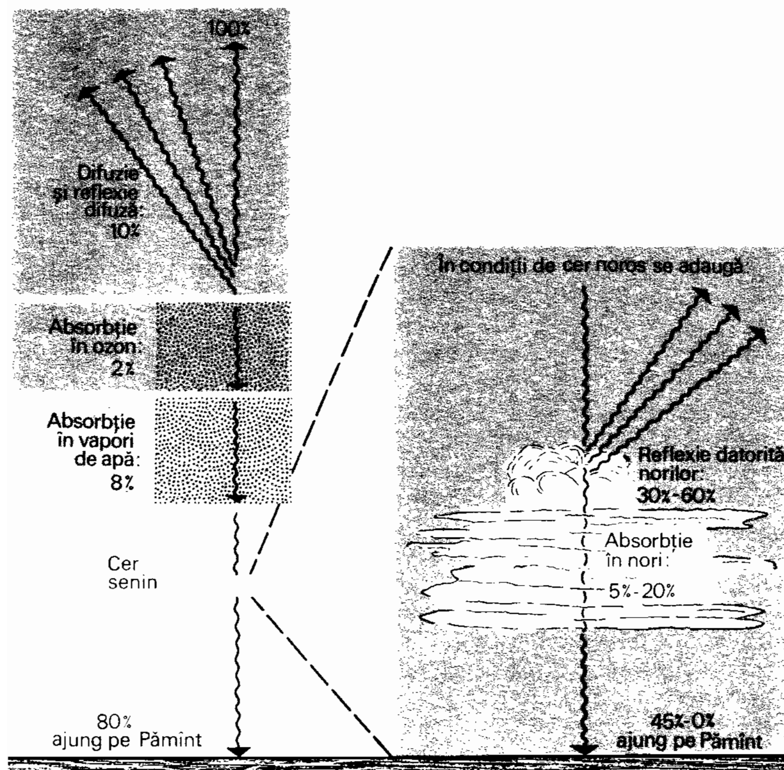


Fig. 8.5 Pierderile de energie solară incidentă prin difuzie, reflexie şi absorbţie depind de starea de nebulozitate a cerului (A. N. Strahler, «The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

de încălzire a unei suprafețe expuse la insolație. Albedoul unei suprafețe de apă este foarte mic (2%) pentru razele verticale, dar ridicat pentru razele ce cad sub un unghi ascuțit. El este de asemenea foarte mare pentru zăpadă și gheață (45—85%). Pentru cîmpii, păduri și terenuri lipsite de vegetație, albedoul are valori intermediare, de la 3% pînă la 25%.

S-au făcut încercări de a calcula valorile anuale medii ale procentului de pierdere a radiației solare în emisfera nordică. O evaluare de acest fel poate fi găsită în partea de sus a tabelului 8.2.

Radiația solului și încălzirea atmosferei

Orice substanță care posedă căldură emite de pe suprafața sa energie sub formă de radiație electromagnetică. Cantitatea de energie radiantă astfel emisă este direct proporțională cu puterea a patra a temperaturii absolute a substanței respective. De asemenea, cu cît e mai mică temperatura materialului radiant, cu atît mai mare va fi lungimea de undă a radiațiilor emise.

Suprafața uscatului și a oceanelor, care posedă căldură, obținută inițial din absorbția radiației solare, radiază necontenit această energie, trimițînd-o înapoi în atmosferă. Acest proces poartă numele de *radiația solului* sau *radiația terestră*. Această radiație infraroșie are lungimi de undă mai mari de 3—4 microni și o vom numi *radiație de unde lungi*. Atmosfera, la rîndul ei, radiază energie atît spre Pămînt cît și în spațiu, unde aceasta se pierde. Să notăm că radiația de unde lungi este complet diferită de procesul de reflexie în care radiațiile sînt trimise înapoi fără a fi absorbite. Radiația de unde lungi de la sol și din atmosferă continuă și în timpul nopții, cînd nu se primește radiație solară.

Energia radiată de sol este ușor absorbită în atmosferă, deoarece ea se compune în mare parte din radiații cu lungimi de undă foarte mari (4—30 microni), în contrast cu radiațiile luminoase vizibile (0,4—0,7 microni) și cu radiațiile infraroșii (0,7—3,0 microni), care constituie aproape în întregime radiația solară primită. Absorbția radiației de unde lungi de către vaporii de apă și bioxidul de carbon din atmosferă are loc în cea mai mare parte pentru lungimile de undă cuprinse între 4 și 8 microni și 12 și 20 microni. Radiația cu lungimi de undă între 8 și 12 microni trece liber prin atmosfera terestră, ieșind în spațiul cosmic. În acest mod se elimină din atmosferă între 1/4 și 1/3 din radiația de unde lungi pornită dinspre sol. Astfel atmosfera primește căldură printr-un proces indirect, în cadrul căruia energia radiantă sub forma radiației de unde scurte poate trece, iar energia sub forma radiației de unde lungi nu poate scăpa în întregime. Din acest motiv, partea inferioară a atmosferei cu conținutul ei de vapori de apă și bioxid de carbon acționează ca o pătură care restituie căldura Pămîntului și împiedică temperatura suprafeței terestre să scadă excesiv în timpul nopții sau a iernii la latitudinile medii și înalte. În linii mari, același principiu își găsește utilizarea în sere și în casele încălzite cu ajutorul radiației solare (fig. 8.6). În aceste cazuri sticla permite pătrunderea radiației de undă scurtă, iar căldura acumulată nu poate scăpa în aerul mai rece de afară. Meteorologii folosesc expresia

TABELUL 8.2*

	%	Langley/min
Energie totală primită care se pierde sau este absorbită în atmosferă	100	0,485
PIERDUTĂ SAU ABSORBITĂ ÎN ATMOSFERĂ		
Absorbție de către atmosferă, inclusiv nori	19	0,092
Pierdere în spațiu prin reflexie difuză	9	0,044
Pierdere prin reflexie de pe nori și de la sol	25	0,121
Total pierderi	53	0,257
PRIMITĂ LA SOL		
Prin penetrație directă	41	0,199
Prin radiația difuză a cerului	6	0,029
Total primit la sol	47	0,228
REDATĂ ATMOSFEREI		
Prin radiație de undă lungă (valoare netă)	14	0,069
Prin transfer caloric latent (evaporare și condensare)	23	0,111
Prin conductivitate (valoare netă)	10	0,048
Total returnat de pe sol	47	0,228

* Date preluate de la H. G. HOUGHTON, *Cu privire la bilanțul caloric anual al emisferei nordice*, în «Journal of Meteorology», vol. XI, 1954.

efect de seră pentru a descrie acest principiu de încălzire a atmosferei.

Revenind la problema bilanțului caloric total al Pămîntului vom sublinia că una dintre cerințele echilibrului caloric este ca de pe întreaga planetă să fie emisă în spațiu pe lungi perioade de timp, tot atîta energie, în medie, cîtă se primește de la Soare. Se poate, de asemenea, conchide că întreaga suprafață terestră (incluzînd atît uscatul, cît și apele) trebuie să restituie anual atmosferei tot atîta energie (în medie) cîtă primește, căci altfel temperatura suprafeței ar atinge valori foarte ridicate sau foarte scăzute.

Suprafața Pămîntului emite energie calorică în atmosferă nu numai prin radiația de unde lungi a solului descrisă mai sus, ci și prin alte două mecanisme de transfer caloric. Primul dintre acestea este *căldura latentă* asociată cu evaporarea și condensarea ulterioară a apei. Cînd apa se evaporă de pe suprafața apelor și de pe solul umed, energia calorică intră într-o formă latentă înmagazinată în vaporii de apă. Acești vapori de apă se difuzează și se amestecă cu păturile inferioare de aer ale atmosferei, luînd cu ei căldura latentă. Condensarea sub formă de nori și precipitațiile sub formă de ploaie și zăpadă eliberează căldura latentă sub formă de căldură perceptibilă, ridicînd temperatura atmosferei. (Acest proces va fi tratat amănunțit în capitolul 11 și 14). Cel de al doilea mecanism suplimentar de transfer de energie calorică de pe sol în atmosferă se realizează prin conductivitate directă. Căldura este transferată direct de pe suprafața uscatului sau a mărilor în aerul aflat în contact cu acestea. Mișcările turbulente de aer care însoțesc vînturile amestecă aerul încălzit cu aerul din straturile superioare. Desigur, cînd solul este mai rece decît aerul de deasupra lui, conductivitatea acționează în sens invers, solul primind căldură de la aer.

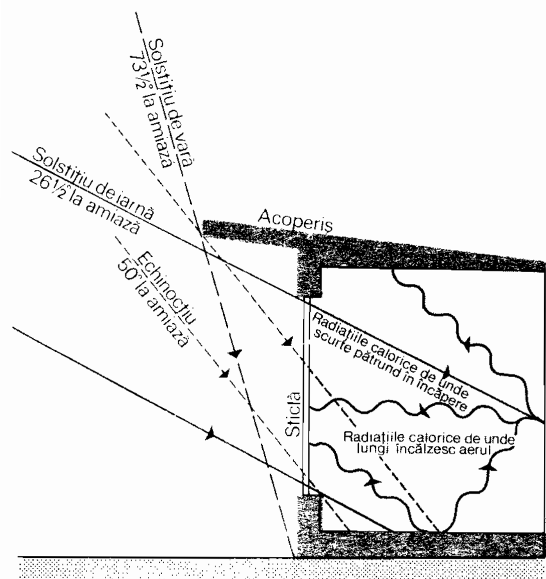


Fig. 8.6 Metoda de încălzire solară utilizează principiul: radiațiile solare de unde scurte pot pătrunde printr-un perete de sticlă, care nu permite însă ieșirea radiațiilor calorice de unde lungi emise. O streașină specială asigură primirea razelor solare iarna și excluderea lor în timpul verii.

Tabelul 8.2 dă valoarea de 47% pentru cantitatea de energie solară primită la suprafața Pămîntului (medie anuală pentru emisfera nordică). Tabelul oferă, de asemenea, o evaluare corespunzătoare a proporțiilor în care se consumă acest procentaj. Observăm că pierderea netă de la sol prin radiație de unde lungi este de 14%. Prin pierdere netă înțelegem aici diferența dintre radiația de unde lungi ascendentă și cea descendentă. Pierderea de la sol prin transfer caloric latent este de 23%; pierderea netă prin conductivitate directă a căldurii perceptibile este de 10%.

Deși acest bilanț a fost exprimat în unități procentuale față de cantitatea inițială de 100% energie primită, putem folosi, de asemenea unități absolute de flux energetic, și anume langley pe minut. Cele 100 de unități de energie solară primită sînt echivalente cu o valoare anuală medie de 0,485 langley/minut pentru emisfera nordică. Valoarea de 47% echivalează cu 0,228 langley/minut. Celelalte echivalențe pot fi găsite în tabelul 8.2.

Efectul latitudinii

Pînă în prezent, studiind bilanțul caloric total al Pămîntului (inclusiv atmosfera sa) nu am ținut seama de efectul latitudinii. Este limpede că media anuală pentru o întreagă emisferă nu scoate în evidență faptul că latitudinile inferioare au un mare surplus anual de radiație, pe cînd latitudinile superioare au un mare deficit anual. Figura 8.7 reprezintă o încercare de a evalua diferențele dintre energia primită și cea eliberată, în funcție de latitudine pentru suprafața terestră și întreaga atmosferă. În acest grafic latitudinea este reprezentată pe axa orizontală proporțional cu aria suprafeței terestre cuprinsă între două paralele. Axa verticală reprezintă valori procentuale. Valorile pozitive reprezintă surplusuri de radi-

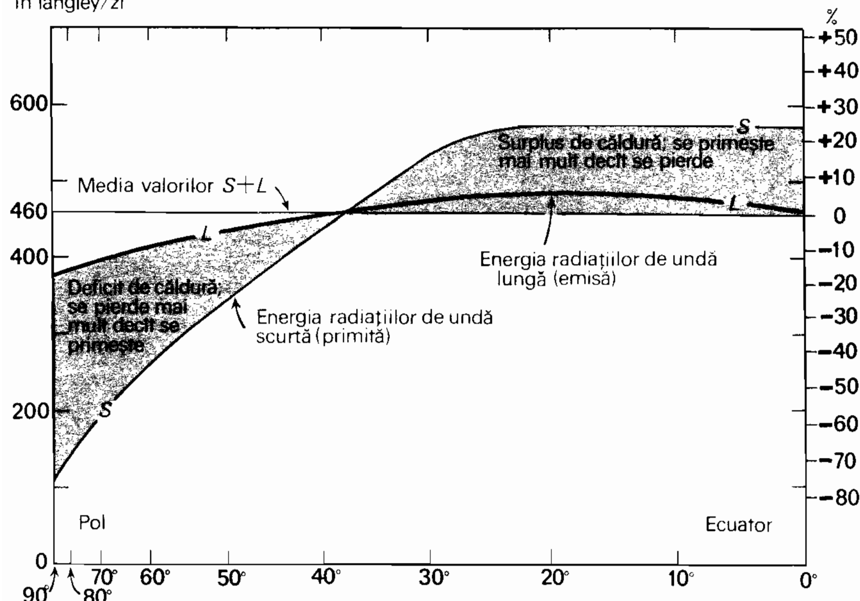


Fig. 8.7 La latitudinile inferioare există în medie un surplus caloric anual; la latitudinile superioare apare un deficit caloric (după H. G. Houghton, 1954, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

ație față de valoarea medie, care este linia zero. Valorile negative reprezintă deficite. Una dintre curbe indică energia de unde scurte primită; cealaltă este radiația de unde lungi eliberată. Suprafețele dintre aceste două linii reprezintă surplusul și deficitul. Cele două suprafețe sînt egale. De la paralela de 38° spre ecuator există un surplus anual de radiație; de la această paralelă spre pol există un deficit anual de radiație. Deficitul atinge valoarea maximă la pol.

Este evident că nu se pot menține temperaturi moderate pe întregul glob decît dacă energia calorică este transferată de la latitudinile joase spre cele înalte. Un asemenea transfer se produce în realitate prin acțiunea circulației generale a atmosferei și a curenților oceanici. (Această problemă va fi discutată în cap. 10 și 11.)

Diferențe sezoniere în bilanțul caloric

Așa cum ciclul sezonier anual al radiației primite prezintă contraste crescînde între vară și iarnă pe măsură ce avansăm de la ecuator spre poli (fig. 8.2), tot astfel bilanțul de radiație înregistrează surplusuri vara și deficite iarna, sporite dinspre latitudinile joase spre cele înalte. Figura 8.8 este un grafic în care diferența dintre radiația primită și cea emisă este reprezentată în raport cu latitudinea. O curbă reprezintă luna iulie, cealaltă luna ianuarie. Lîngă ecuator există un surplus caloric în ambele anotimpuri. Spre pol, de la latitudinea de aproximativ 20°, anotimpul de iarnă are o valoare negativă, adică un deficit, care se mărește spre fiecare pol. Surplusurile de vară care sînt oarecum diferite în funcție de latitudine ating valori maxime la 30—35° latitudine, după care scad la latitudinile superioare. Curbele indică de fapt valori negative vara în zonele situate între 65° și poli. Dacă vrem să căutăm latitudinea la care surplusul de vară echivalează cu deficitul de iarnă, o vom găsi între paralelele de 35° și 40° nord și sud. Revenind la figura 8.7 latitudinea la care se intersectează cele două curbe este de 38° nord, ceea ce corespunde cu graficul din figura 8.8. Nu trebuie să uităm că datele din aceste figuri sînt generalizări și evaluări bazate pe informații cu caracter global, foarte incomplete.

Deosebirile dintre uscat și apă

Ca un aspect final al analizei bilanțului caloric terestru este necesar să introducem faptul că suprafețele uscatului și ale apei

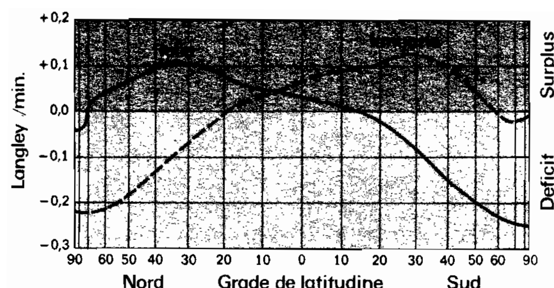


Fig. 8.8 Radiația netă de la pol la pol pentru lunile ianuarie și iulie. Latitudinea este reprezentată proporțional cu aria suprafeței terestre (date furnizate de G. C. Simpson 1929, citat de B. Haurwitz, J. M. Austin, « Climatology », McGraw-Hill Book Company, New York, 1944).

se comportă foarte diferit, în ceea ce privește absorbția și radiația căldurii. Principiul general poate fi exprimat după cum urmează. Suprafața uscatului se încălzește rapid și intens sub acțiunea razelor solare, pe cînd suprafața apei se încălzește lent și moderat. Pe de altă parte, suprafața uscatului se răcește mai repede și atinge temperaturi mult mai coborîte decît suprafața apei atunci cînd radiația solară încetează. Contrastele de temperatură sînt deci mari pe întinderile de uscat și moderate pe cele ocupate de apă. De asemenea, cu cît este mai mare masa de uscat, cu atît vor fi mai mari și contrastele de temperatură sezoniere. Deoarece încălzirea suprafețelor de uscat și de apă influențează încălzirea atmosferei de deasupra lor, aceste observații se aplică și temperaturii aerului.

O explicație a acestei stări de lucruri poate fi găsită în aplicarea anumitor principii simple de fizică (fig. 8.9). Apa este transparentă și permite radiațiilor calorice să pătrundă la adîncimi mari, căldura repartizîndu-se într-un strat relativ gros de apă. Solul, fiind opac, absoarbe căldura numai la suprafață, care atinge astfel temperaturi mai ridicate decît suprafața apei. Apele oceanului se amestecă datorită existenței unor mișcări verticale de ridicare și de coborîre în stratul de apă de la suprafață, ceea ce permite căldurii să se repartizeze și să se înmagazineze într-o masă mare de apă. În sol nu pot avea loc astfel de mișcări. Suprafața apei permite o evaporare continuă, care este însoțită de un proces de răcire și astfel temperatura suprafeței apei se micșorează. Suprafața solului, care este de regulă umedă și acoperită cu vegetație, permite și ea răcirea prin evaporare, dar în măsură mult mai mică. O altă cauză a contrastului menționat o constituie faptul că apa trebuie să absoarbă o cantitate de energie calorică de aproape 5 ori mai mare în raport cu solul sau rocile pentru a-și ridica temperatura cu aceeași cantitate. Dacă ambele substanțe sînt încălzite în mod egal, solul va atinge temperaturi înalte cu mult înaintea apei; spunem că apa are o *căldură specifică* mare, iar rocile sau solul o căldură specifică mică.

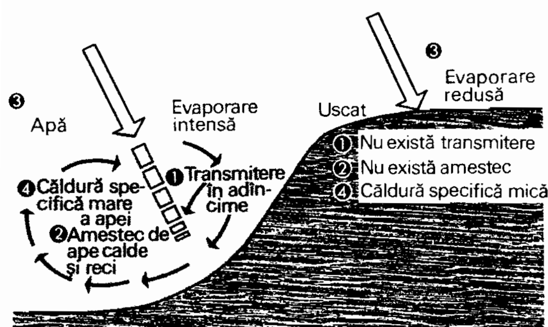


Fig. 8.9 Suprafețele de uscat se încălzesc mai repede și mai intens decît cele ocupate de apă, datorită a patru deosebiri privind natura fizică a celor două medii.

Măsurarea temperaturii aerului

În continuarea prezentului capitol ne vom ocupa de temperatura stratului de aer din apropierea suprafeței terestre. La stațiile meteorologice temperatura aerului este înregistrată și citită la intervale regulate cu ajutorul unor termometre montate într-un adăpost așezat la o anumită distanță deasupra solului. Instrumentele sînt protejate de lumina directă a soarelui, dar aerul poate circula liber prin cutie. Echipamentul standard se compune dintr-o pereche de termometre de maximă și minimă, dintre care unul indică temperatura maximă, iar celălalt temperatura minimă înregistrată în perioada respectivă. Se mai poate folosi în plus un termometru automat *(termograf)*, care să înregistreze pe o diagramă curba variației temperaturii aerului (fig. 8.10).

În lucrarea de față se folosește scara de temperaturi *Fahrenheit*, care este în uz curent în Statele Unite. Pe această scară apa îngheață la 32° și fierbe la 212° (fig. 8.11). Oficiul meteorologic al S.U.A. folosește această scară, pe care o găsim și în numeroase lucrări asupra vremii și climei publi-

cate în Statele Unite. Scara de temperatură *Celsius* (centigradă), după care apa îngheață la 0° și fierbe la 100°, este folosită în Europa și, de regulă, în fizică, chimie și meteorologie.

Meteorologia mai folosește și o altă scară de temperatură, scara *Kelvin*, indicată prin litera « K». Gradul Kelvin are aceeași valoare ca și gradul Celsius, dar scara Kelvin pornește de la *0 absolut*, adică minus 273°C. Ca atare, zero pe scara Celsius echivalează cu 273°K. Termenul de „temperatură absolută" se referă la scara Kelvin.

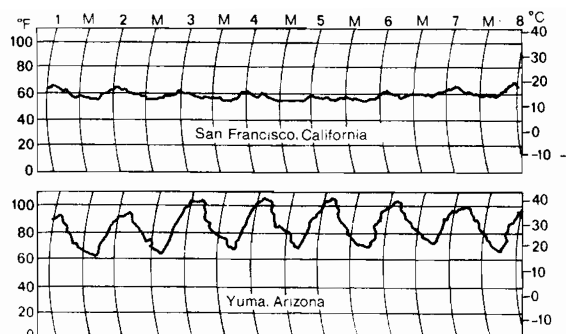


Fig. 8.10 Banda de hîrtie a termografului prezintă înregistrările continue ale temperaturii pe o perioadă de o săptămînă. Penița termometrului înregistrator automat a trasat creșterea și scăderea zilnică a temperaturii aerului. La San Francisco, lîngă ocean, variațiile sînt mici, dar la Yuma (statul Arizona) într-o regiune de deșert, departe de țărm, variațiile sînt apreciabile (după Kincer, *U.S. Department of Agriculture*).

Ciclul anual al temperaturii aerului

Pentru a strînge informații statistice despre temperatură pe perioade mai lungi decît o zi se folosește unitatea numită *temperatura medie diurnă*. Oficiul meteorologic al S.U.A. întrebuințează o metodă foarte simplă de obținere a temperaturii medii diurne cu ajutorul citirilor efectuate o dată pe zi la termometre de maximă-minimă. Temperaturile maximă și minimă ale zilei sînt adunate și apoi împărțite la 2. Dacă se adună temperaturile diurne medii pentru o serie de ani și se calculează media pentru fiecare zi sau lună calendaristică, prin reprezentarea lor pe un grafic se obține o curbă netedă a temperaturii anuale. Figura 8.12 prezintă această curbă pentru două localități situate la circa 40° latitudine. Concordia (statul Kansas) are o poziție intracontinentală; San Luis Obispo (statul California), situat la aproximativ aceeași latitudine, se află în apropierea unei mari mase oceanice.

Deși insolația atinge punctul maxim la solstițiul de vară, perioada cea mai caldă a anului pe uscat survine după aproximativ o lună din cauza transmiterii cu întîrziere în aer a energiei calorice maxime, absorbită de suprafața solului. Maximul de temperatură a aerului (care coincide cu maximul de căldură la suprafața solului) întîrzie astfel în mod corespunzător. Să nu uităm că acest ciclu se aplică latitudinilor mijlocii și mari dar nu și regiunii aflate între Tropicul Racului și Tropicul Capricornului. În mod similar, perioada cea mai rece a anului este pe uscat în ianuarie, deci aproximativ la o lună după solstițiul de iarnă, deoarece suprafața solului continuă să piardă căldura chiar și după ce insolația începe să crească.

Pe oceane există două deosebiri. În primul rînd temperaturile maxime și minime se înregistrează cu circa o lună mai tîrziu decît pe uscat — respectiv în august și februarie — deoarece masele de apă se încălzesc și se răcesc mult mai lent decît suprafețele de uscat. Iar în al doilea rînd variația anuală este mai mică decît pe uscat, în virtutea legii diferențelor de temperatură dintre suprafețele de uscat și de apă. Regiunile de coastă sînt de obicei sub influența bazinelor oceanice, în sensul că temperaturile maxime și minime se produc mai tîrziu decît în interiorul uscatului. Acest principiu poate fi

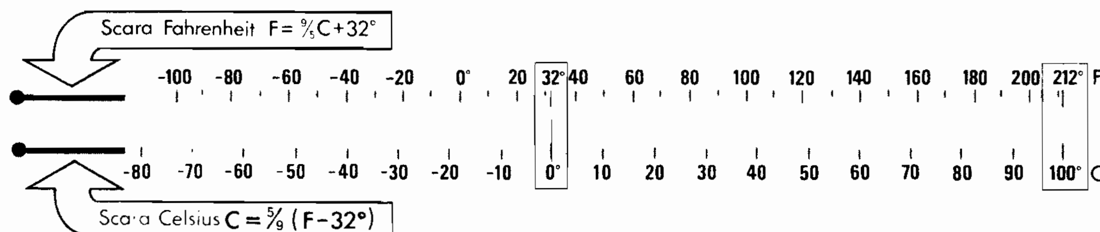


Fig. 8.11 Gradele Fahrenheit pot fi convertite în grade Celsius prin citire directă pe această scară sau cu ajutorul formulelor de transformare.

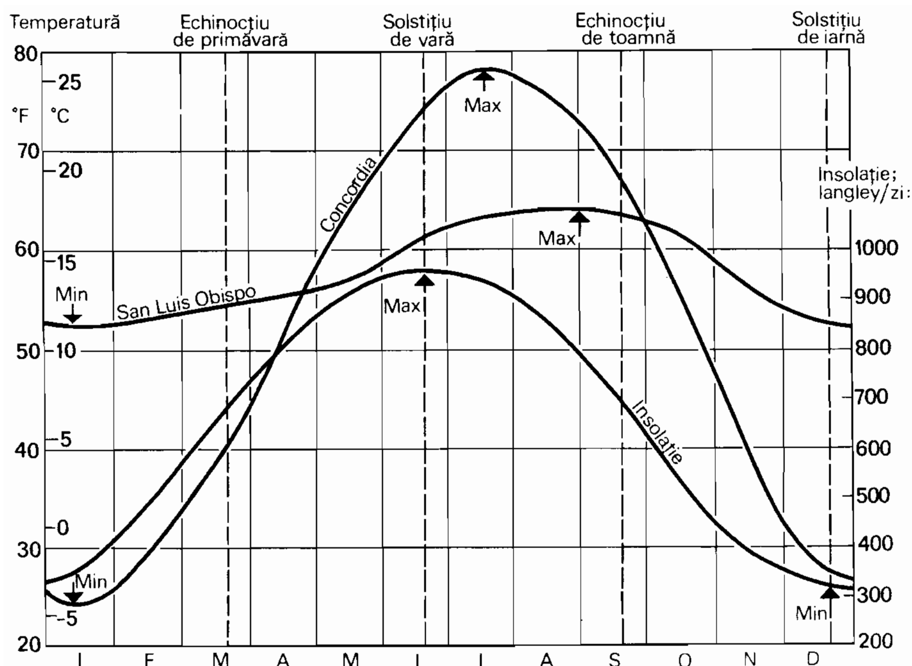


Fig. 8.12 Ciclul termic anual în două stațiuni situate la latitudini medii (după datele furnizate de *U.S. Dept. of Agriculture*, citate de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

observat în figura 8.12 (maxima de vară la San Luis Obispo). Pentru o descriere completă a regimului anual al temperaturilor aerului specific unei localități sînt necesare și alte date lunare asupra unor parametri termici caracteristici. Acestea sînt prezentate și ilustrate în figura 8.13.

Hărțile temperaturii aerului

Repartiția valorilor temperaturii aerului pe suprafețe întinse poate fi cel mai bine indicată cu ajutorul unei hărți alcătuită din *izoterme*. Asemănătoare curbelor de nivel, izotermele sînt trasate astfel încît să unească toate punctele care au aceeași valoare a temperaturii. Figura 8.14 reprezintă o astfel de hartă meteorologică pe care valorile temperaturii aerului au fost marcate în punctele respective. Ele pot reprezenta citiri unice făcute în același moment pretutindeni, sau valori medii pe mai mulți ani de înregistrări privind o anumită zi sau lună a anului, în funcție de destinația hărții. De regulă, se aleg izoterme care reprezintă diferențe de 5° sau 10°, dar ele pot fi trasate pentru orice temperatură dorită. Izotermele trec prin stațiile de observare numai atunci cînd citirile stației coincid cu valoarea izotermei. În celelalte cazuri este necesar să se traseze izotermele estimîndu-se poziția lor corectă între stații. Utilitatea hărților cu izoterme rezidă în faptul că ele redau vizibil caracteristicile principale ale temperaturilor predominante. Centrele de temperatură înaltă sau joasă sînt indicate clar, iar zonele de trecere se observă cu ușurință; asemenea trăsături nu sînt ușor sesizabile dintr-o simplă masă de cifre îngrămădite pe hartă.

Repartiția temperaturii pe glob

În figurile 8.15 și 8.16 sînt reprezentate hărți cu izoterme ale globului pentru lunile ianuarie și iulie. Intervalul anual de temperatură este indicat în figura 8.17. Izotermele au o orientare generală est-vest în jurul Pămîntului, datorită scăderii generale a insolației de la ecuator spre poli. Orientarea est-vest și paralelismul izotermelor sînt clar vizibile în emisfera sudică, la sud de paralela 25°, unde există puține suprafețe de uscat. În emisfera nordică izotermele prezintă ample devieri spre nord și spre sud în punctele unde trec dintr-o zonă de uscat într-una oceanică, mai ales în ianuarie, cînd contrastul dintre temperaturile de suprafață ale uscatului și oceanelor este maxim.

Efectul uscat — apă este reprezentat schematic în figura 8.18 pentru emisfera nordică. Izoterma lunii ianuarie este deviată spre sud pe uscat și spre nord pe apă. Temperaturile de-a lungul aceleiași paralele sînt mici pe uscat și mari pe apă. În iulie, cînd izoterma trece prin nordul continentului, situația este inversă.

În cursul anului izotermele se deplasează cu cîteva grade de latitudine, în funcție de declinația Soarelui, dar rămîn în urmă cu aproximativ o lună. Pe marile întinderi de apă, cum ar fi Oceanul Pacific de sud, deplasarea anuală atinge numai 5° de latitudine, în timp ce deasupra maselor de uscat, cum ar fi Africa, această deplasare poate atinge 20° latitudine. (Vezi schimbarea de poziție a izotermelor de 21°C pe continentul african). Această diferență de deplasare pe latitudine este explicată și de rapiditatea și intensitatea cu care se încălzesc și se răcesc masele de uscat în comparație cu oceanele. Există anumite centre de temperatură ridicată și de temperatură coborîtă, care sînt indicate prin izoterme complet închise de formă ovală sau neregulată. Observăm că ele se află toate deasupra uscatului. În iulie centrele de temperatură înaltă se află deasupra părții sud-vestice a S.U.A., în nordul Africii și în Asia de sud-vest. În ianuarie un centru continental puternic de temperatură joasă se află în Siberia, cu temperaturi medii în ianuarie mai mici de —46°C (—50°F). O zonă corespunzătoare de temperatură scăzută, delimitată de izoterma închisă de —34°C (—30°F) apare în extremul nord al Americii de Nord. Aceasta nu este tot atît de dezvoltată ca cea din Asia, din cauza prezenței unor suprafețe considerabile ale Oceanului Arctic printre insulele din extremitatea nordică a continentului, ca și din cauza dimensiunilor mai mici ale masei de uscat nord-american.

Centre permanente de temperatură joasă există în Groenlanda și Antarctida, cele două zone cu calote glaciare masive.Totuși,temperaturile din Groenlanda nu ating valorile extreme ale Siberiei de nord în ianuarie, deși temperatura medie anuală a calotei de gheață este mult mai mică. Examinată în proiecție polară în figura 8.15 regiunea de frig extrem în ianuarie apare ca o elipsă deformată, a cărei axă mare se întinde peste Oceanul Arctic din Siberia răsăriteană pînă în nordul Canadei și care prezintă un intrînd marcant în Groenlanda. Prin contrast, regiunea antarctică are izoterme concentrice, dispuse regulat în jurul Polului Sud.

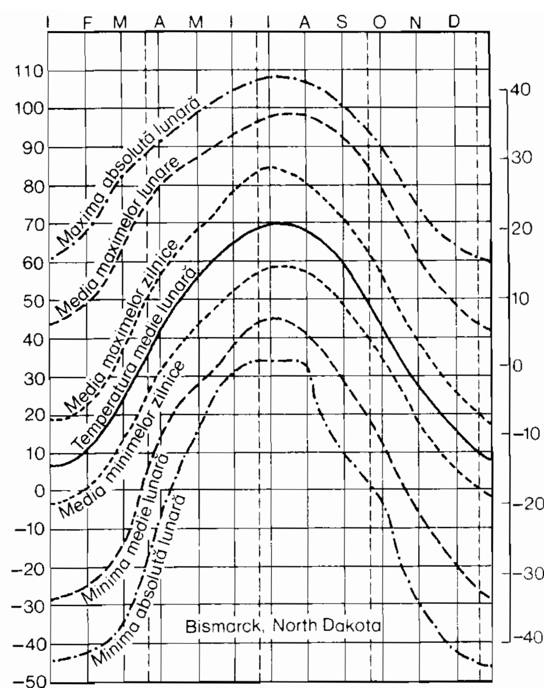


Fig. 8.13 Descrierea completă a regimului anual al temperaturii unei localități se bazează pe șapte curbe care exprimă mult mai bine variabilitatea termică decît ar face-o o singură curbă, cea a temperaturii medii lunare (după J. B. Kincer, ***U.S. Dept. of Agriculture*****).**

Este interesant să comparăm temperaturile de iarnă ale celor doi poli, întrucît unul se află într-o zonă de ocean adînc, iar celălalt în inima unei mase continentale, la mare înălțime. Datorită conductivității calorice prin ghețurile marine plutitoare,

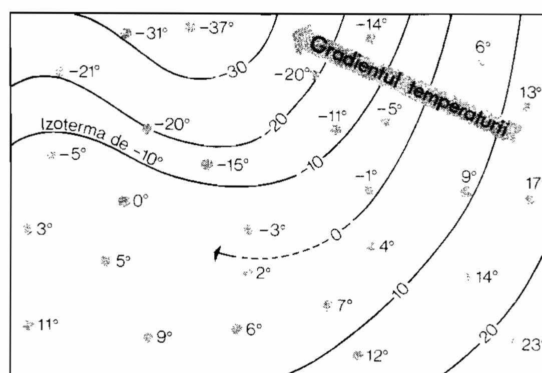
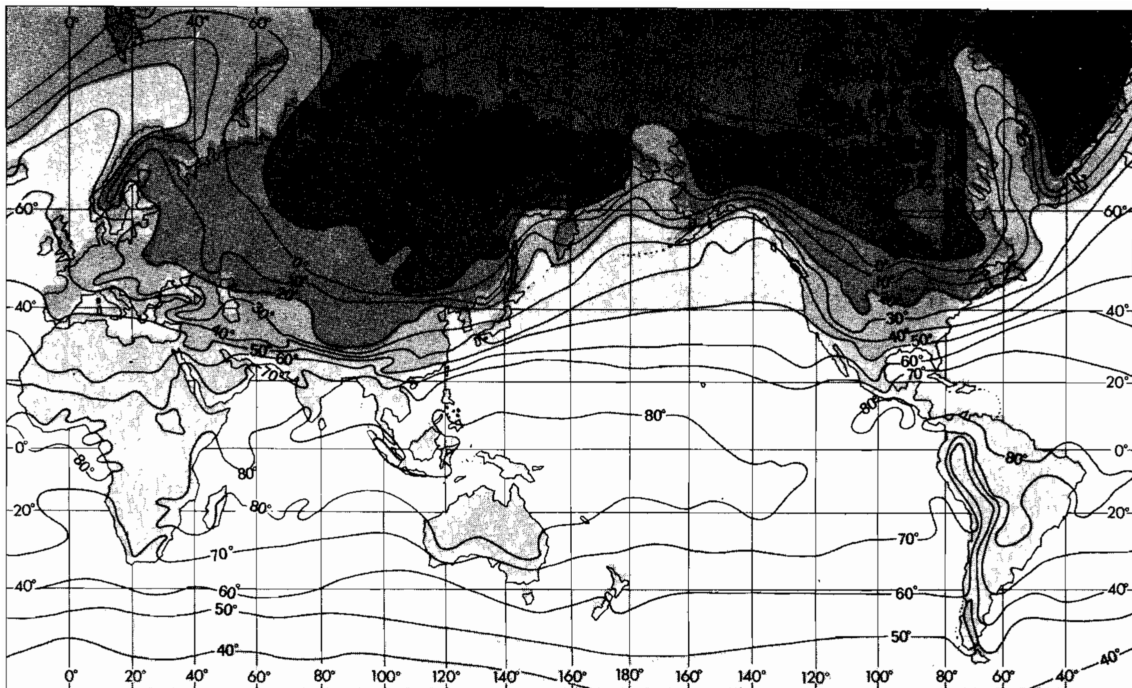


Fig. 8.14 Izotermele pot fi trasate după ce se trec pe hartă datele de temperatură de la un mare număr de stațiuni.



IANUARIE

TEMPERATURA MEDIE
ÎN GRADE FAHRENHEIT

C	F
43°	110°
27°	80°
10°	50°
-7°	20°
-23°	-10°
-40°	-40°
-57°	-70°

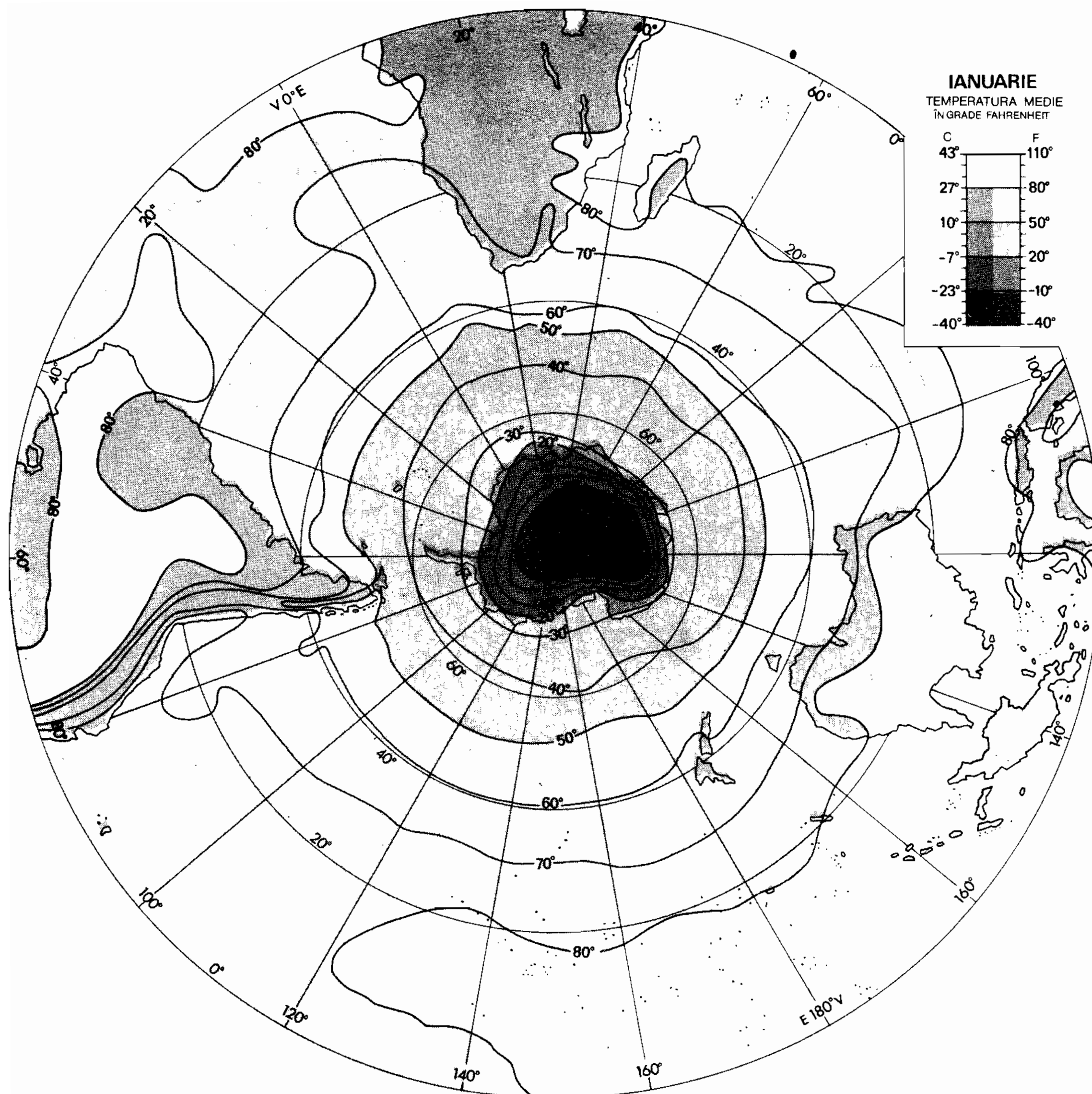
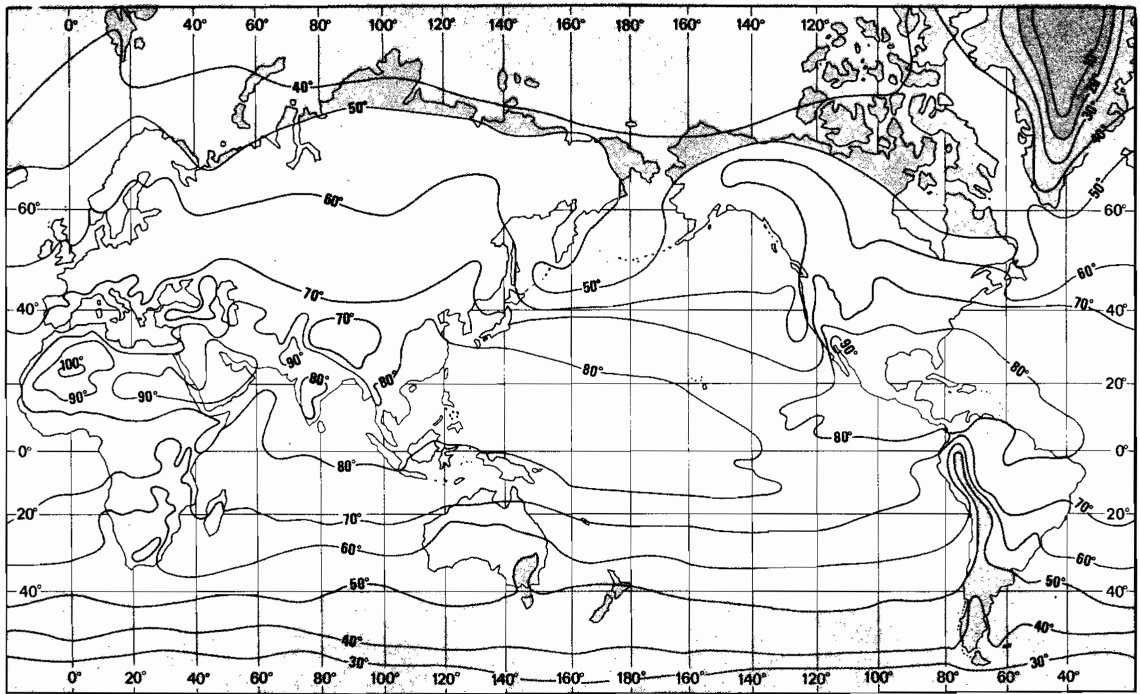


Fig. 8.15 Temperaturile lunii ianuarie în grade Fahrenheit (elaborat de John E. Oliver, după datele Secției de climatologie a globului din cadrul Serviciului meteorologic « Tables of Temperature », 1958, Her Majesty's Stationery Office, London; după *U.S. Navy*, « Marine Climatic Atlas », Washington, 1955 și P. C. Dalrymple, *American Geophysical Union*, 1966).



IULIE

TEMPERATURA MEDIE

ÎN GRADE FAHRENHEIT

C	F
43°	110°
27°	80°
10°	50°
-7°	20°
-23°	-10°

POLUL NORD

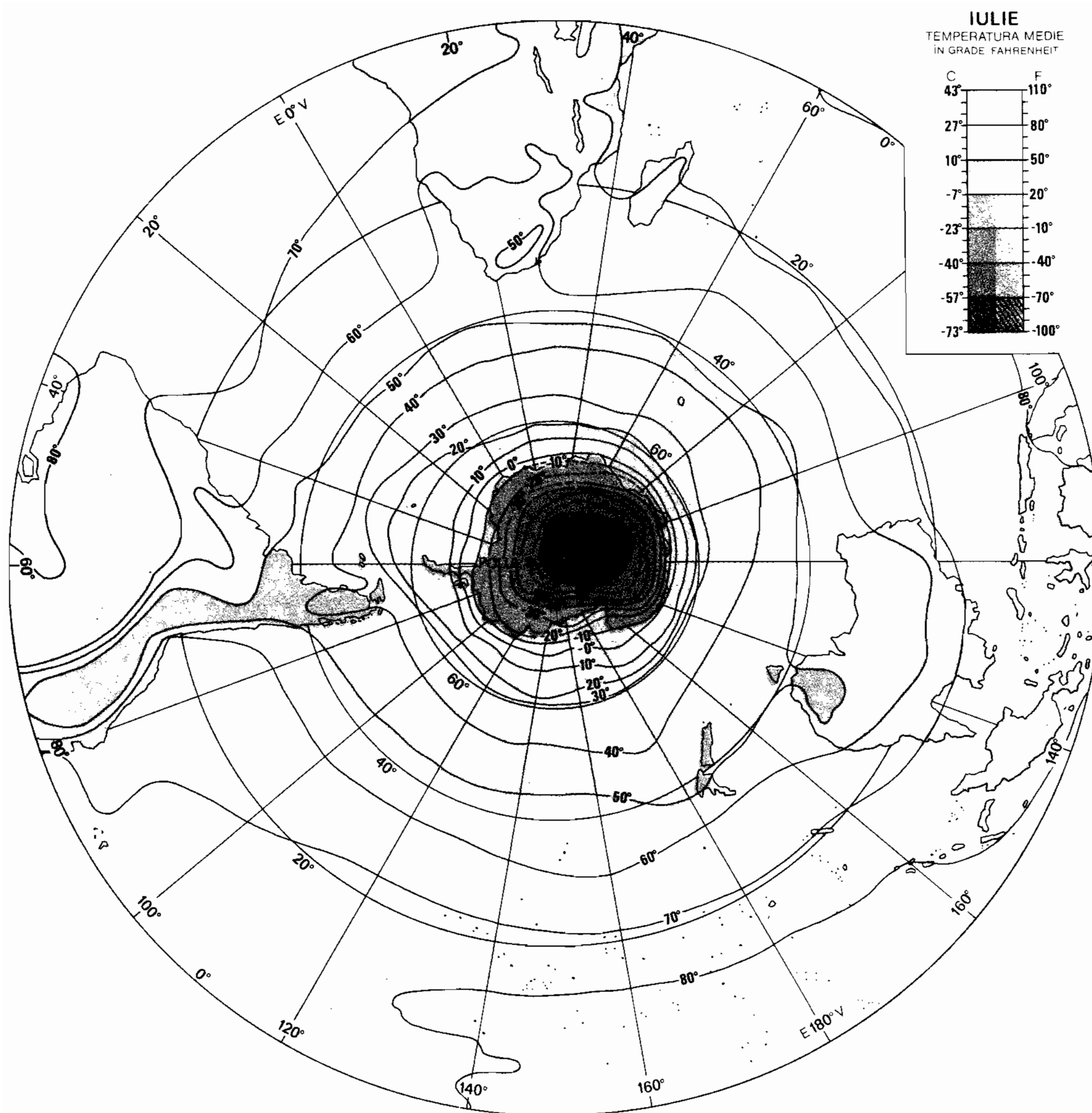
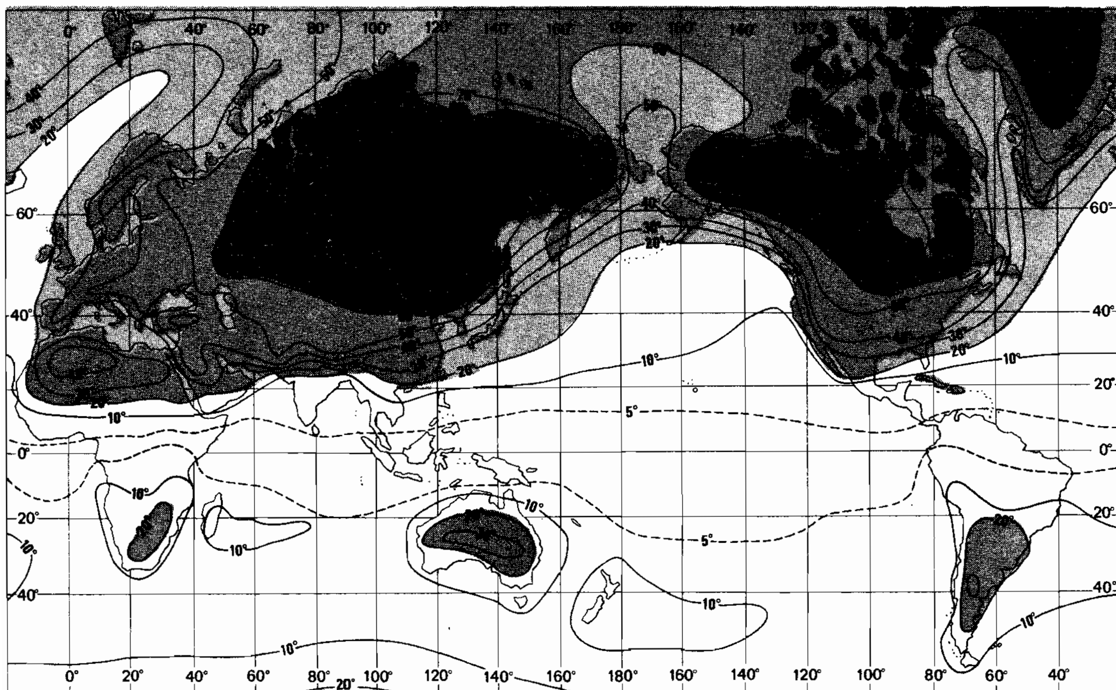


Fig. 8.16 Temperaturile lunii iulie în grade Fahrenheit (după aceleași surse ca în fig. 8.15).



IANUARIE-IULIE

AMPLITUDINEA TEMPERATURII
ÎN GRADE FAHRENHEIT

C	F
0°	0°
11°	20°
22°	40°
33°	60°
44°	80°
56°	100°
67°	120°

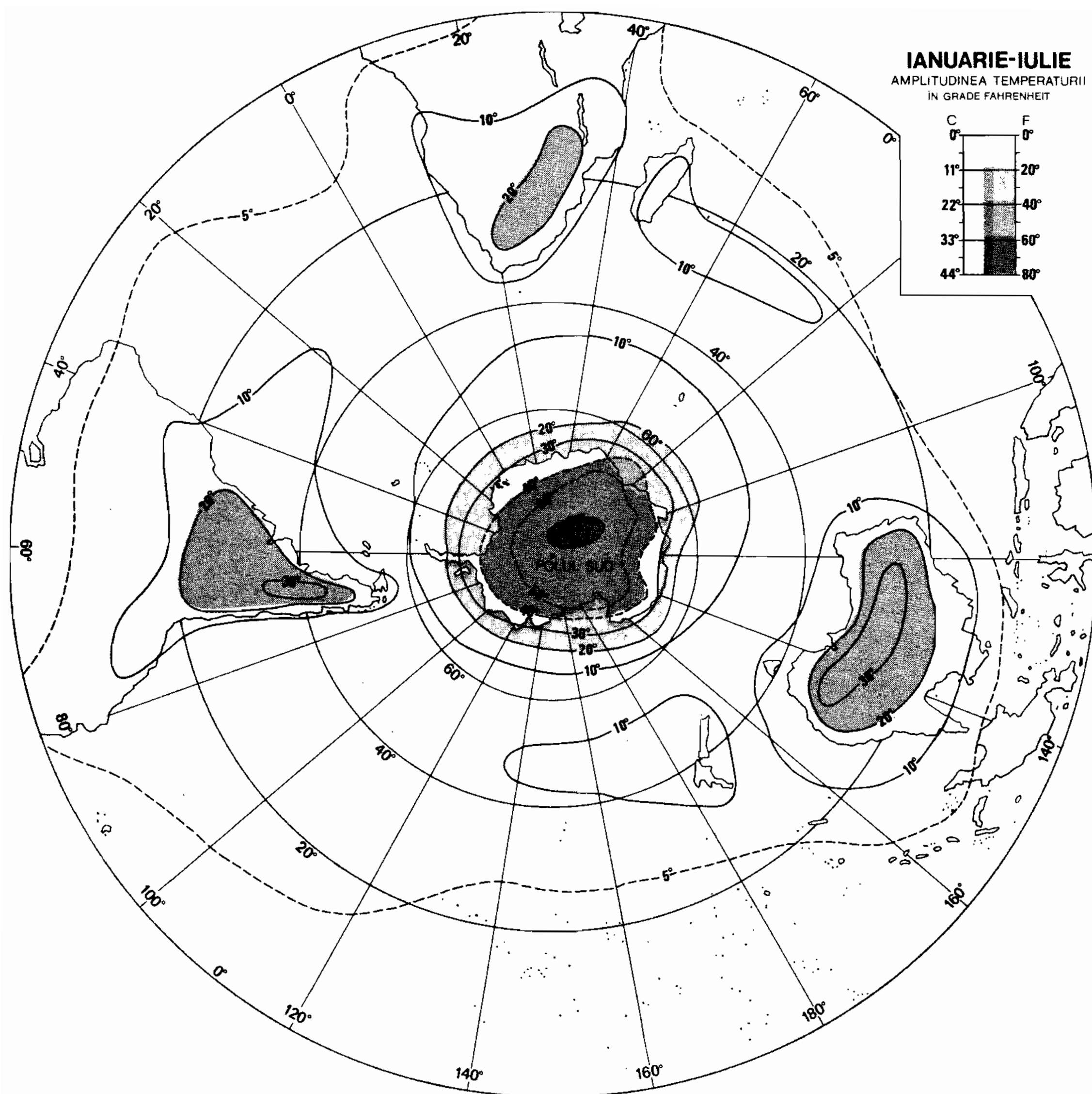


Fig. 8.17 Amplitudinea anuală a temperaturii aerului pe glob. În acest caz aceste linii se numesc izaloterme. Izalotermele indică diferența dintre temperaturile medii ale lunii celei mai calde și celei mai reci (după aceleași surse ca în fig. 8.15 și 8.16).

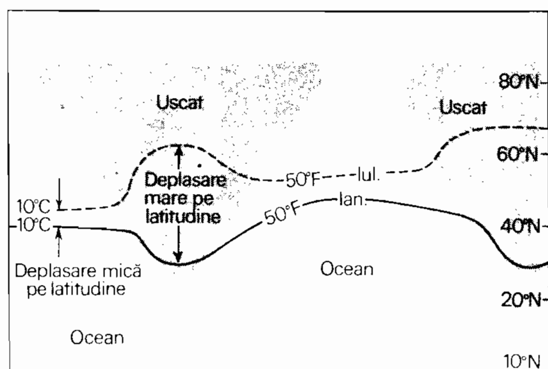


Fig. 8.18 Hartă schematică a unei părți din emisfera nordică, indicînd modul în care o anumită izotermă își schimbă poziția pe uscat și pe ocean în perioada ianuarie-iulie.

care nu sînt mai groase de 5 m, temperatura medie în ianuarie la Polul Nord este probabil de aproximativ —35°C (—30°F). Pe de altă parte, valoarea medie pentru iulie la Polul Sud este de circa —60°C (—75°F) în parte deoarece căldura care radiază rapid de pe platoul înalt nu este înlocuită din stratele inferioare. Polul frigului de pe continentul antarctic se află la 7—8° distanță de Polul Sud geografic (fig. 8.16). Valoarea medie pentru iulie este aici sub —68°C (—90°F).

Variația anuală a temperaturilor medii lunare pentru oricare localitate poate fi evaluată cu ajutorul hărților pentru lunile ianuarie și iulie, dar este mai ușor de analizat pe harta amplitudinilor anuale de temperatură (fig. 8.17). Liniile de pe această hartă sînt trasate prin puncte cu variație egală și pot fi numite *linii de amplitudini egale*. În nordul Siberiei amplitudinea este de aproximativ 61°C (110°F) mai mare decît în oricare alt punct de pe glob. Urmează apoi partea central-nordică a Canadei, spre vest de golful Hudson și Groenlanda, cu amplitudini de 40°C (70°F). Oceanul Arctic și limitele lui continentale prezintă valori asemănătoare. Vin apoi la rînd Africa, America de Sud și Australia cu amplitudini maxime de circa 17°C (30°F). Zona ecuatorială, lată de circa 35° latitudine pe oceane și de circa 10° latitudine în Africa și America de Sud are o amplitudine anuală de 2°,8C (5°F) sau chiar mai mică.

Curenții oceanici exercită local o influență considerabilă asupra configurației izotermelor. Curentul nord-atlantic, care se îndreaptă spre nord-est pe lîngă insulele britanice și coasta norvegiană, provoacă o pronunțată curbură spre nord-est a izotermelor de iarnă, cînd contrastele de temperatură sînt în general mari. O deplasare în sens opus, spre ecuator, a izotermelor se înregistrează de-a lungul coastelor vestice ale Americii de Sud, Americii de Nord (în iulie) și Africii, unde curenții reci fac ca temperatura aerului să fie mai joasă decît valorile obișnuite pentru latitudinile tropicale.

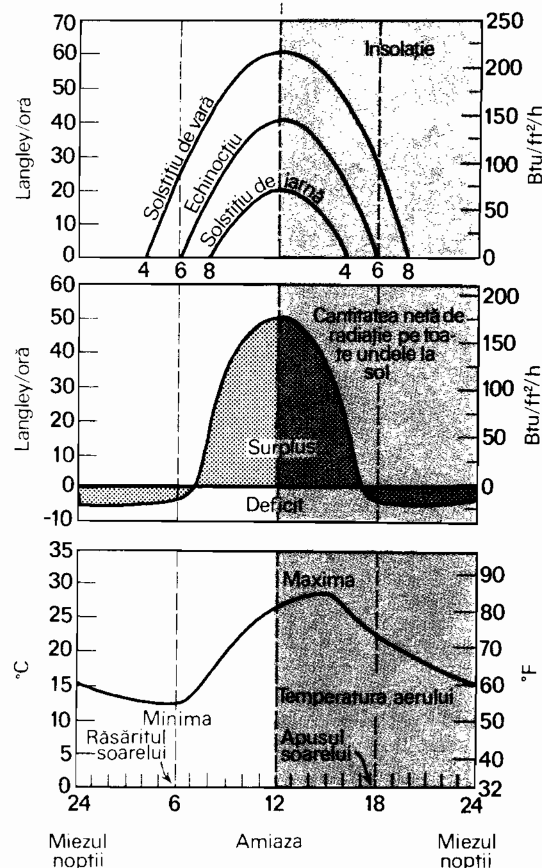


Fig. 8.19 Relația dintre curba variației diurne a temperaturii aerului, insolație și radiația netă la sol la latitudini medii în epoca echinocțiului.

Ciclul diurn al temperaturii aerului

Dacă citim termometrul la fiecare oră sau jumătate de oră într-un interval de 24 de ore și înregistrăm citirile pe un grafic, curba unei zile senine prezintă în mod tipic un punct minim lîngă răsărit și un punct maxim în mijlocul după amiezii, fiind în general o curbă netedă. Această creștere și scădere ritmică a temperaturii aerului se numește *ciclu diurn al temperaturii aerului.*

Figura 8.19 raportează curba tipică a temperaturii diurne a aerului (partea de jos) la

ciclurile energiei calorice primite și cedate. Diagramele sînt schematice și se aplică unei localități tipice de latitudine mijlocie (40—45° latitudine). Presupunem existența unor condiții de echinocțiu (21 martie sau 23 septembrie), momentele răsăritului și ‚apusului fiind 6^h 00^m a.m. și 6^h 00^m p.m. Graficul de sus indică radiația de unde scurte primită în timpul unei zile senine. El cuprinde energia de unde scurte directă și indirectă. Dacă neglijăm micile cantități de energie indirectă de unde scurte dinaintea răsăritului și de după apus, curba începe la 6^h 00^m a.m, atinge punctul maxim la amiază și se termină la 6^h 00^m p.m.

Graficul din mijloc indică radiația netă de energie spre și de la suprafața Pămîntului. El cuprinde toate lungimile de undă. Putem observa aici numai diferența dintre energia radiantă primită și eliberată. În punctele unde curba se află deasupra liniei zero, surplusul de energie trece de la sol în atmosferă; acolo unde ea se află sub linia zero, surplusul de energie trece din atmosferă spre sol. Valorile pozitive și negative sînt denumite *surplus* și, respectiv, *deficit*. Cînd există un surplus, temperatura stratului de aer de deasupra solului tinde să crească; cînd există un deficit aerul tinde să se răcească. Curba netă a radiației pe toate lungimile de undă tinde să fie simetrică în raport cu amiaza (punctul maxim) și aproape plată în orele de întuneric. Așa cum arată graficul, un surplus se creează în mod normal la aproximativ o oră după răsăritul Soarelui, crescînd apoi rapid. Deficitul apare cu circa o oră înainte de apus.

Curba diurnă tipică a temperaturii aerului (vezi graficul din fig. 8.19) nu este simetrică. Punctul minim este situat în jurul răsăritului. Pe măsură ce surplusul de radiație crește rapid temperatura se ridică brusc. Temperatura aerului continuă să crească și după amiază, deoarece surplusul de radiație, deși începe să se reducă, este încă apreciabil. În mod obișnuit temperatura aerului atinge valoarea maximă între orele 2^h 00^m și 4^h 00^m p.m. După aceea, temperatura aerului începe să scadă (așa după cum arată porțiunea de mijloc a curbei), chiar și în condițiile existenței unui surplus de radiație. Dacă temperatura aerului ar depinde numai de radiația de la sol, ea ar atinge punctul maxim mai tîrziu în cursul zilei, probabil în jurul orei 5^h 00^m p.m. în condiții de echinocțiu. Există totuși și un alt factor. La începutul după amiezei se intensifică amestecul în stratul inferior de aer prin mișcări de turbulență, aerul încălzit deplasîndu-se ascendent și fiind înlocuit cu aer mai rece. Ca rezultat al acestui amestec curba temperaturii aerului începe să coboare, cu mult timp înainte ca surplusul de radiație să se termine.

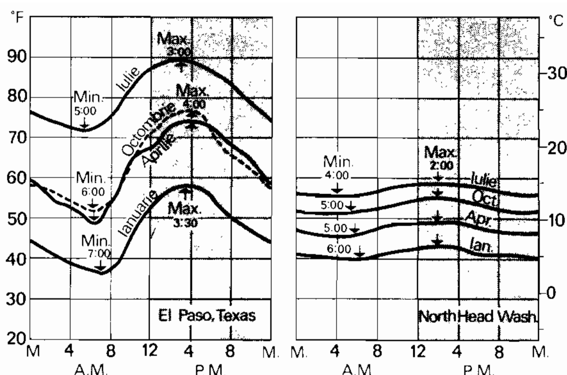


Fig. 8.20 **Variația diurnă medie a temperaturii aerului în două stațiuni (după J. B. Kincer,** *U.S. Dept. of Agriculture*).

În condițiile solstițiului din iunie, radiația solară primită este considerabil mai mare (vezi graficul din fig. 8.19); insolația începe mult mai devreme și se termină mult mai tîrziu. Porțiunea de surplus a curbei radiației nete a solului (nu este indicată) se amplifică și crește în înălțime. Momentul temperaturii minime este implicit dat înapoi pînă în jurul orei 4^h 00^m a.m. deși momentul temperaturii maxime rămîne în esență același. La solstițiul din decembrie se produc scăderi corespunzătoare în energia primită precum și o îngustare și o coborîre a porți-

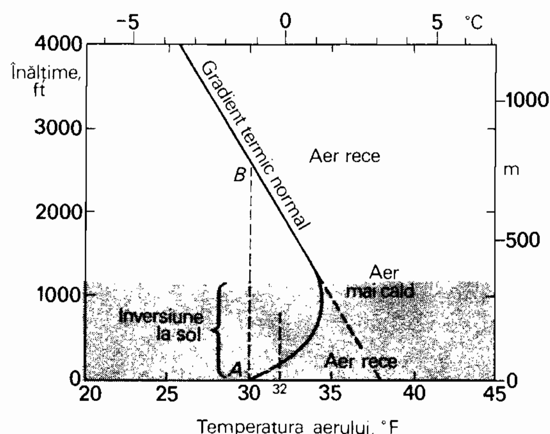


Fig. 8.21 Inversiune de temperatură la mică înălțime cauzată de radiația nocturnă.

unii de surplus a curbei de radiație, iar momentul temperaturii minime este avansat corespunzător cu aceasta.

Figura 8.20 prezintă ciclul diurn mediu al temperaturii în două puncte, unul cu poziție intracontinentală și climă uscată, celălalt foarte apropiat de ocean pe o coastă expusă vîntului. Observăm că momentul temperaturii minime se schimbă în funcție de solstițiu și echinocțiu, deși momentul temperaturii maxime rămîne relativ constant. Cele două grafice arată efectele contrarii ale apei și uscatului în ceea ce privește amplitudinea diurnă și anuală a temperaturii aerului.

Inversiunea de temperatură și înghețul

Deși temperatura aerului în mod normal scade pe măsură ce crește altitudinea, condițiile meteorologice din timpul nopții în stratul inferior de aer, pe uscat, sînt astfel încît, în loc de scădere, temperatura înregistrează o creștere, mai întîi cu înălțimea deasupra solului, după care începe să se micșoreze conform gradientului termic normal (fig. 8.21). Acest fenomen se numește *inversiune de temperatură* și ne arată că aerul mai cald se plasează deasupra aerului mai rece.

Inversiunea de temperatură la mică înălțime sau *inversiunea la sol* se produce de obicei noaptea, ca urmare a pierderii rapide de căldură în spațiu prin radiație de la sol și din stratul de aer inferior. Această pierdere rapidă de căldură este favorizată de aerul calm și de cerul senin. În nopțile senine de iarnă inversiunea este deosebit de pronunțată pe suprafețele cu zăpadă. Primăvara și la începutul toamnei, dacă pierderea de căldură în timpul nopții este mare, temperatura aerului lîngă sol poate scădea sub punctul de îngheț, vătămînd culturile sensibile. Există și alte cauze și alte tipuri de inversiuni de temperatură și de geruri puternice, dar acestea implică mișcări ale maselor de aer și nu sînt legate de radiația calorică.

Pierderile datorate înghețului puternic pot fi evitate în livezi, creîndu-se o circulație de aer care să amestece aerul mai cald de deasupra cu stratul de aer rece de lîngă sol. Dacă stratul de aer rece este subțire, acest lucru se poate realiza prin folosirea unor ventilatoare puternice care să efectueze amestecul aerului.

Capitolul 9
Vînturile și circulația generală a atmosferei

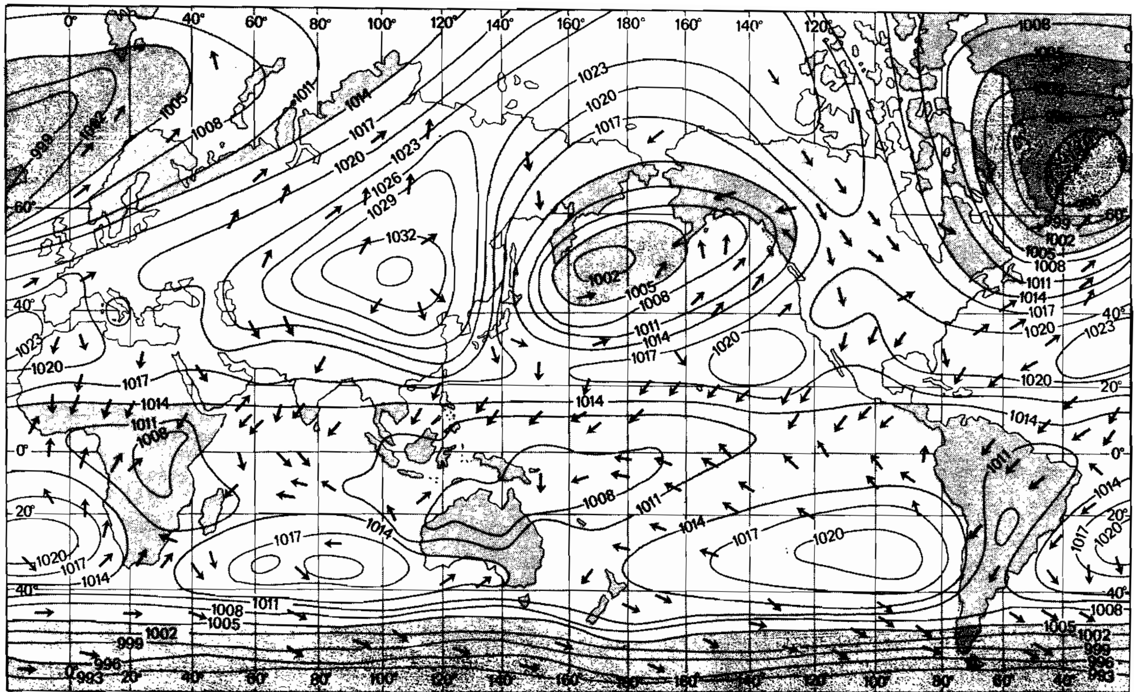
PÎNĂ ÎN MOMENTUL DE FAȚĂ NU AM spus aproape nimic, în cadrul studiului nostru privind atmosfera, despre mişcările aerului. În capitolul 7 am descris structura atmosferei, ca şi cum aceasta ar fi fost lipsită de mişcare. În capitolul 8 am cercetat ritmurile diurne şi sezoniere de încălzire şi răcire, fără însă a explica mişcările aerului ce rezultă din aceste contraste termice. Este momentul să ne ocupăm acum de vînturi şi de circulaţia generală a atmosferei.

Încălzirea şi răcirea neuniformă a atmosferei terestre — principii fundamentale care stau la baza circulaţiei aerului — conduc la o distribuţie neuniformă pe orizontală a presiunii atmosferice, care la rîndul ei tinde să provoace deplasări ale maselor de aer. Cu ocazia acestor deplasări, căldura este transferată dintr-un loc într-altul, schimbul de căldură prin amestec fiind de mare însemnătate în aspectul general al vremii şi al climei, ca şi în bilanţul caloric al Pămîntului. În mişcarea sa aerul transportă şi vapori de apă dintr-un punct într-altul, acest proces fiind la fel de important pentru vreme şi climă. În capitolul 11 ne vom referi la rolul pe care-l joacă apa în atmosferă şi la schimbările stării ei de agregare.

Distribuția pe orizontală a presiunii aerului

Deși scăderea pe verticală a presiunii atmosferice descrisă în capitolul 7 prezintă importanță pentru multe domenii ale meteorologiei și navigației aeriene, ea nu constituie elementul esențial pentru înțelegerea condițiilor meteorologice la nivelul solului sau a tipurilor de climă de pe glob și a repartizării acestora. Stațiile meteorologice situate cu mult deasupra nivelului mării (așa cum se întîmplă în majoritatea cazurilor) trebuie să-și corecteze citirile barometrice, astfel încît să le reducă la nivelul mării. În consecință, hărțile meteorologice de suprafață și cele mai multe hărți climatice indică presiunea ca și cum suprafața terestră s-ar afla în întregime la nivelul mării. Această ajustare este necesară pentru a ne indica diferențele de presiune datorate altor factori decît altitudinea. Barograful care înregistrează continuu presiunea atmosferică este instrumentul de bază al stațiilor meteorologice.

O comparație a valorilor de presiune (reduse la nivelul mării) înregistrate simultan în mai multe stațiuni, sau o comparație a mai multor citiri de presiune făcute succesiv



IANUARIE

PRESIUNEA ATMOSFERICĂ
ÎN MILIBARI

IN	MB
29,1	987
29,4	996
29,7	1005
29,9	1014
30,2	1023
30,5	1032
30,7	1041

← Vînturi dominante

POLUL NORD

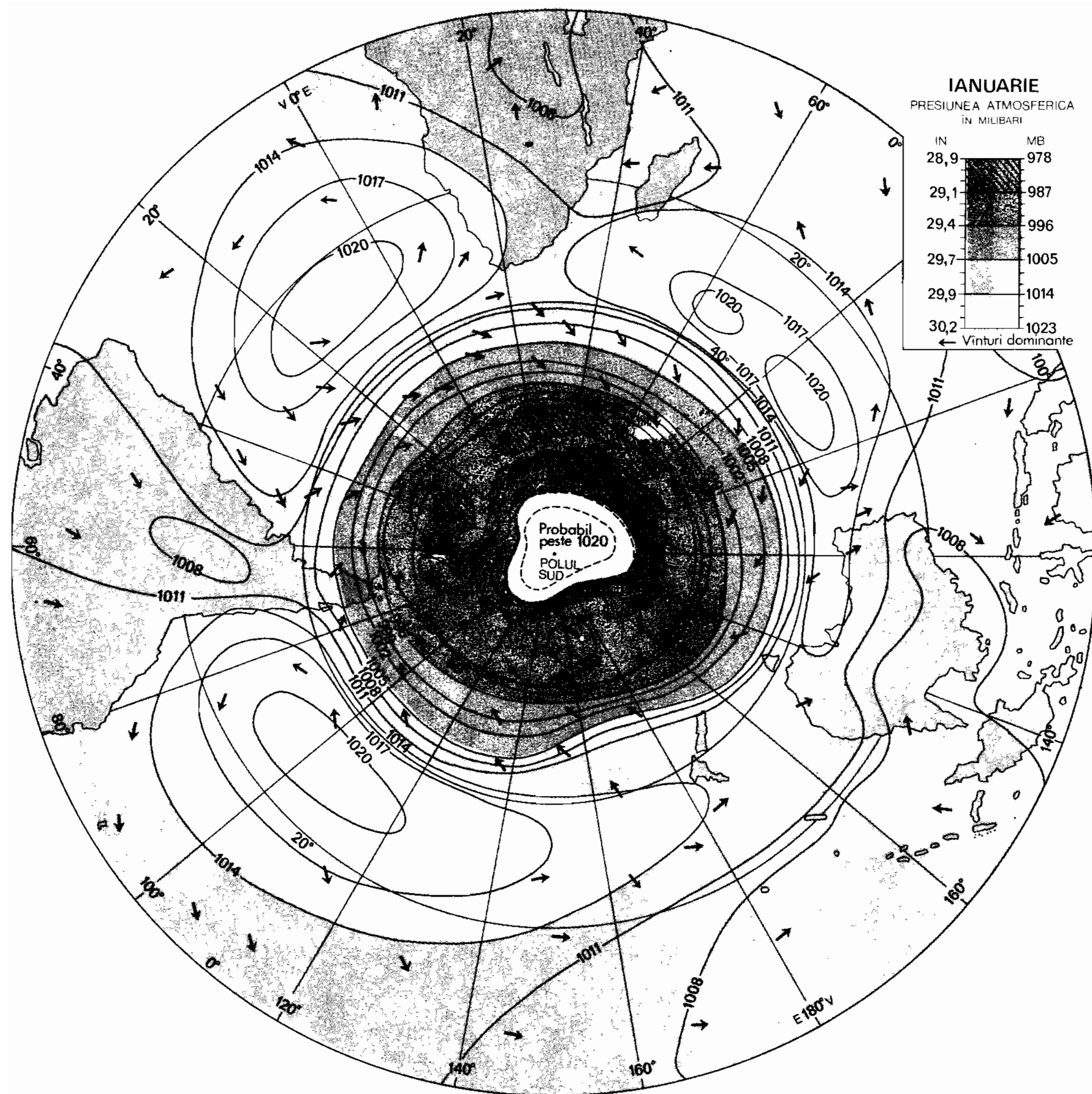
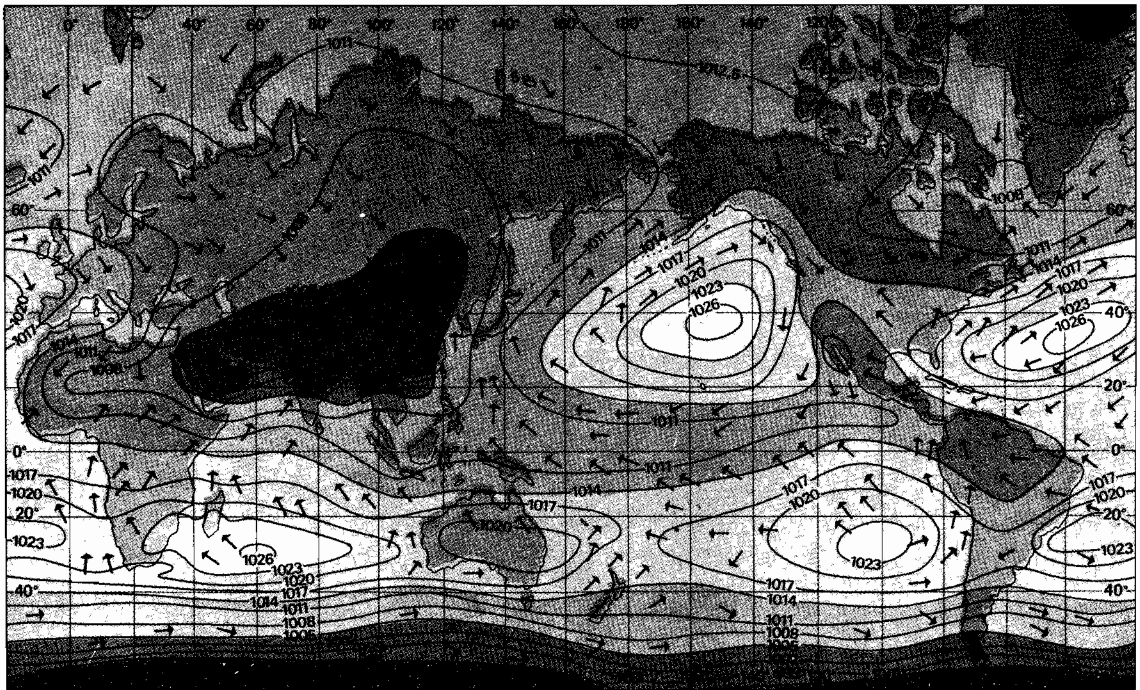


Fig. 9.1 Media presiunii atmosferice pentru luna ianuarie (valori în milibari, reduse la nivelul mării) și vînturile de suprafață. Pentru regiunile polare trasarea direcției vînturilor se bazează în mare măsură pe izobare (elaborat de John E. Oliver, după date furnizate de Y. Mintz, G. Dean, R. Geiger și J. Blüthgen).



IULIE

PRESIUNEA ATMOSFERICĂ ÎN MILIBARI

INCI	MILIBARI
29,4	996
29,7	1005
29,9	1014
30,2	1023
30,5	1032

← Vînturi dominante

Fig. 9.2 Media presiunii atmosferice şi vînturile din luna iulie (după aceleaşi surse ca în fig. 9.1).

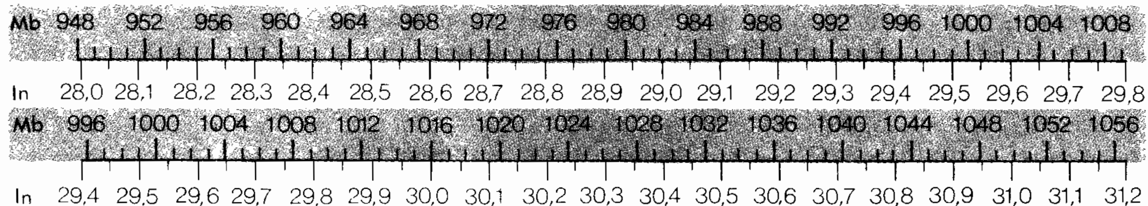


Fig. 9.3 Scară pentru transformarea milibarilor în inci.

la intervale de cîteva ore în aceeași stațiune, ne va arăta mici diferențe care sînt totuși importante în analizarea condițiilor meteorologice. Dacă luăm ca presiune standard la nivelul mării valoarea de 1 013 mb (76 cm), vom observa citiri superioare acesteia, uneori pînă la 1 040 mb (78 cm) sau chiar și mai mari. Aceste presiuni se numesc presiuni *înalte*. Presiunile pînă la 982 mb (74 cm) se numesc presiuni *joase*. Așa cum se va explica mai jos, centrele de joasă presiune sînt de regulă asociate cu condiții de instabilitate, înnourare sau furtună, în timp ce centrele de înaltă presiune se caracterizează, de obicei, prin vreme frumoasă și uscată. Iată de ce navigatorii au considerat dintotdeauna scăderea presiunii atmosferice ca semn de vreme rea.

Iarna, la latitudinile medii, o serie de observații făcute în același loc ne va arăta că perioadele de frig sînt însoțite, de obicei, de presiuni înalte, iar perioadele de vreme caldă sau moderată de presiuni joase.

Hărțile izobarice

Condițiile de presiune pot fi indicate pe hartă cu ajutorul *izobarelor*, care sînt linii ce unesc toate punctele cu aceeași presiune atmosferică. Pe harta meteorologică zilnică, care prezintă situația atmosferică la un moment dat, izobarele sînt indispensabile pentru indicarea centrelor mobile de presiune înaltă sau joasă. Pe hărțile climatice, izobarele arată repartiția presiunii medii, care se calculează pe baza datelor acumulate în decursul mai multor ani. Aici atenția se îndreaptă asupra condițiilor medii de pe glob. Figurile 9.1 și 9.2 prezintă condițiile în lunile ianuarie și iulie — cînd sînt atinse extremele de temperatură, iar contrastele au valori maxime (fig. 9.3 ne ajută să convertim milibarii în inci).

Zonele de presiune pe glob

În zona ecuatorială există un brîu de presiune puțin sub valoarea normală (între 1011 și 1008 mb, adică între 76 și 75,7 cm) care se numește *talvegul ecuatorial*. El este evidențiat prin contrast cu brîurile de înaltă presiune de la nord și de la sud, situate aproximativ la 30° latitudine nordică și sudică, numite *brîurile subtropicale de înaltă presiune*. În emisfera sudică această zonă este net delimitată, dar conține centre de presiune ridicată numite *celule de presiune*. În emisfera nordică zona de înaltă presiune este dominată vara de două celule oceanice, una deasupra Pacificului răsăritean, iar cealaltă deasupra zonei estice a Atlanticului de nord. În centrul celulelor, presiunea medie depășește 1026 mb (77,0 cm).

Mai spre poli de brîurile subtropicale de înaltă presiune, găsim brîuri late de joasă presiune, care se întind aproximativ de la latitudinile medii pînă în zona arctică, avîndu-și porțiunea centrală în zona subarctică, aproximativ de-a lungul paralelei de 60°. În emisfera sudică, zona subantarctică de joasă presiune este bine demarcată deasupra întinderii continue de ocean, cu presiuni medii de la 984 mb (73,9 cm) în sus. Zonele polare au centre permanente de înaltă presiune, denumite anticicloni polari (o ilustrare mai bună ne-o dă zona polară de sud, unde anticiclonul contrastează puternic cu regiunea înconjurătoare de joasă presiune.

Brîurile de presiune se deplasează sezonier pe întinderea cîtorva grade de latitudine, la fel ca și zonele izotermice care le însoțesc. Această deplasare va fi tratată mai pe larg, atunci cînd ne vom ocupa de climă.

Centrele de presiune din emisfera nordică

Marile mase de uscat ale Americii de Nord și Asiei, despărțite prin sectoarele nordice ale oceanelor Altantic și Pacific, exercită o influență atît de mare asupra condițiilor de presiune din emisfera nordică, încît acea dispunere în brîuri caracteristică emisferei sudice este aici absentă.

Deasupra suprafețelor de uscat se dezvoltă iarna centre de presiune înaltă în care valorile temperaturii aerului scad cu mult sub nivelul celor din oceanele învecinate. În schimb vara, pe întinderile de uscat se dezvoltă centre de joasă presiune, valorile temperaturii aerului de deasupra acestora ridicîndu-se cu mult peste cele ale aerului de deasupra oceanelor. Deasupra oceanelor iau naștere formațiuni barice contrare celor de pe uscat, așa cum se poate vedea din hărțile izobarice pentru lunile ianuarie și iulie. Iarna, contrastele de presiune sînt mai mari, după cum și contrastele de temperatură sînt mai mari. Deasupra părții centrale și nordice a Asiei se formează *anticiclonul siberian*, cu presiuni medii de peste 1035 mb (77,7 cm). În regiunea părții centrale a Americii de Nord apare o zonă de presiune înaltă, net delimitată dar mult mai puțin intensă — *anticiclonul canadian*. Peste întinderile oceanice

se instalează depresiunile *aleutină* și *islandeză*, numite astfel după regiunea geografică în care se dezvoltă. Cele două depresiuni barice se caracterizează iarna prin vreme înnourată și furtuni, în timp ce în zona anticiclonilor continentali se înregistrează un mare număr de zile senine și uscate.

Figura 9.4 prezintă schematic centrele barice în felul în care ele sînt grupate în jurul polului Nord. Anticiclonii și depresiunile barice se găsesc în cadrane opuse.

Vara, condițiile de presiune sînt exact contrare celor din timpul iernii. În Asia și America de Nord se formează depresiuni, cea din Asia fiind mai intensă. Aceasta din urmă se instalează în partea sudică a continentului, făcînd legătura cu zona ecuatorială de joasă presiune. Deasupra oceanelor Atlantic și Pacific există două celule bine dezvoltate ale zonei subtropicale de înaltă presiune, deplasate spre nord față de poziția din timpul iernii și considerabil extinse. Ele se numesc *anticiclonul Azorelor* (sau *Bermudelor*) și *anticiclonul hawaian.*

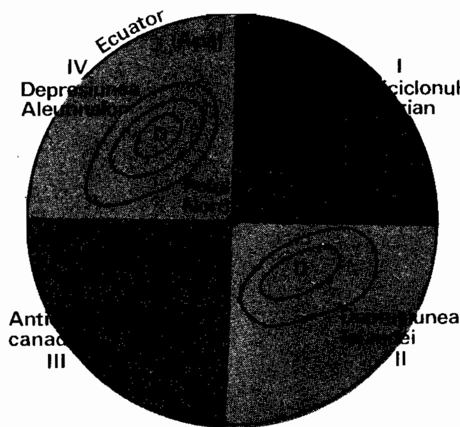


Fig. 9.4 Hartă schematică a emisferei nordice, indicînd poziția în cadrane opuse a centrelor de înaltă și joasă presiune. Contrastele sînt maxime în ianuarie (cazul din ilustrație).

Relația dintre vînturi și presiunea atmosferică

Figura 9.5 este o hartă izobarică pe care sînt indicate centrele de înaltă și joasă presiune. În sens radiar dinspre centrul anticiclonului presiunea scade treptat, scădere exprimată prin *gradientul baric (gradient de presiune).* Gradientul baric, indicat prin săgeți late, este totdeauna perpendicular pe izobare. El este de asemenea totdeauna orientat dinspre regiunea cu presiunea ridicată către cea cu presiune scăzută. O aglomerare de izobare arată că gradientul este puternic și că schimbările de presiune se produc rapid pe o distanță orizontală scurtă. Izobarele larg spațiate indică un gradient slab.

Vînturile reprezintă mișcări ale aerului provocate de diferențele de presiune. Sub influența gradientului baric, are loc deplasarea aerului din zonele de înaltă presiune spre cele de joasă presiune. Gradienții barici mari dau naștere unor vînturi puternice, pe cînd cei mici dau naștere unor vînturi slabe. În centrele de înaltă presiune domnește calmul atmosferic.

Forța Coriolis și efectul ei asupra vînturilor

Dacă Pămîntul nu s-ar roti în jurul axei sale, vînturile ar urma direcția gradientului baric. Datorită însă mișcării de rotație a Pămîntului ia naștere o altă forță, *forța Coriolis*, care tinde să modifice direcția de deplasare a aerului. Modul de acțiune a forței Coriolis este enunțat în legea lui Ferrel: „orice obiect sau fluid care se deplasează orizontal în emisfera nordică tinde să se abată spre dreapta de la direcția sa de mișcare, indiferent de orientarea la compas a acesteia". În emisfera sudică se observă o deviere similară spre stînga direcției de deplasare. Forța Coriolis nu se manifestă la ecuator, influența ei fiind din ce în ce mai pregnantă cu cît ne apropiem de poli.

În figura 9.6 se indică modul în care direcția inițială de mișcare este modificată de forța Cariolis. Vom observa că direcția la compas nu are nici o însemnătate.

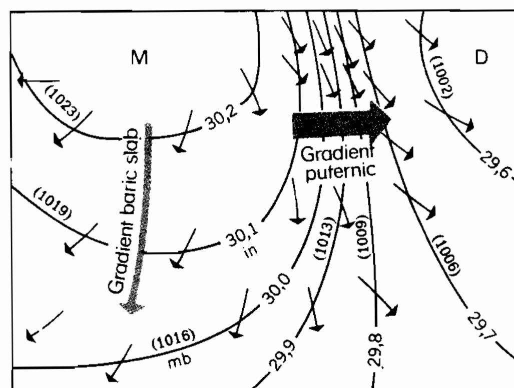


Fig. 9.5 Modul de dispunere a izobarelor determină gradienții barici și vînturile de suprafață.

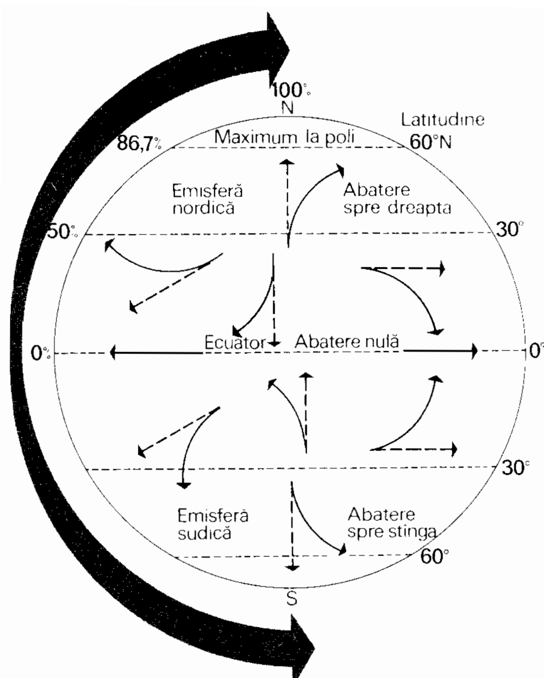
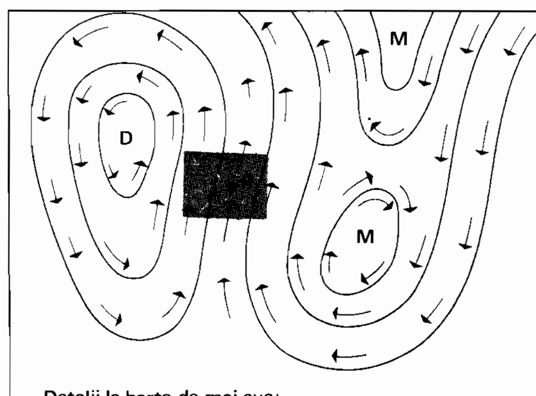


Fig. 9.6 Forța de deviere rezultată din rotația Pămîntului.



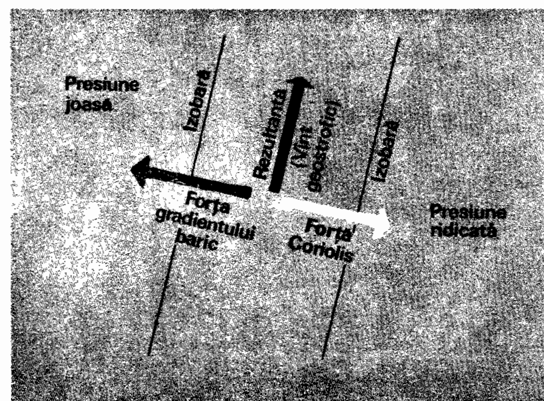


Fig. 9.7 La mari înălțimi vîntul urmează orientarea izobarelor.

Dacă privim de sus direcția de mișcare, devierea va fi totdeauna spre dreapta în emisfera nordică. Deoarece forța de deviere este foarte slabă, ea este sesizabilă numai în fluidele ce se deplasează liber, cum ar fi aerul sau apa. Configurația curenților oceanici este puternic afectată de această forță, iar cursurile de apă din emisfera nordică au uneori tendința de a-și intensifica eroziunea în regiunea malului drept. Materialul lemnos care plutește pe rîuri la latitudini nordice superioare se concentrează lîngă malul drept. Pe distanțe mari chiar și gloanțele de pușcă sînt ușor deviate.

Dacă aplicăm aceste principii relației dintre vînturi și presiune (fig. 9.7), vom constata că forța gradientului (care acționează în sensul gradientului de presiune) și forța Coriolis (care imprimă o deviere spre dreapta de la direcția de curgere în emisfera nordică) ajung repede în echilibru, atunci cînd vîntul a fost deviat, astfel încît să se deplaseze perpendicular pe direcția gradientului de presiune, adică paralel cu izobarele. Acest vînt ideal, aflat în echilibru față de cele două forțe, se numește *vînt geostrofic*, în cazurile în care izobarele sînt drepte. Dacă izobarele sînt curbe trebuie să ținem seama și de forța centrifugă dar, în general, curenții de aer la mare altitudine se deplasează paralel cu izobarele (fig. 9.7). Această relație dintre vînt și presiune în emisfera nordică este exprimată în legea Ballot: „dacă stăm cu spatele spre vînt, presiunea joasă va fi la stînga, iar cea înaltă la dreapta".

Aproape de suprafața Pămîntului, pînă la înălțimi de 600—900 m, mai există și o altă forță care modifică direcția vînturilor: forța de frecare a aerului de sol. Această forță contracarează parțial forța Coriolis și împiedică devierea vînturilor pînă la atingerea unei direcții paralele cu izobarele. Ca atare, vîntul bate oblic, de-a curmezișul izobarelor sub un unghi de 20—45°. Figura 9.5 ne înfățișează vînturile de suprafață și este tipică pentru condițiile existente pe o hartă meteorologică de suprafață. Unghiul este mare în cazul unui teren accidentat și mic pentru suprafețe netede, cum ar fi apele sau cîmpiile. În funcție de frecarea de sol, viteza vîntului se reduce.

Ciclonii și anticiclonii

În limbajul meteorologilor și climatologilor centrele de joasă presiune se numesc

cicloni, iar cele de înaltă presiune *anticicloni*. Ciclonii și anticiclonii pot fi staționari sau sezonieri, cum sînt depresiunea aleutină și anticiclonul siberian menționați mai sus, sau pot constitui centre de presiune care se deplasează rapid, creînd perturbațiile meteorologice descrise în capitolul 12. În studiul nostru este foarte util să avem o imagine clară a sensului de deplasare a aerului în cicloni și anticicloni, atît în emisfera nordică, cît și în cea sudică.

Așa cum se vede din figura 9.7, aerul aflat în mișcare la mari înălțimi, unde nu acționează frecarea de suprafață, se deplasează paralel cu izobarele. Putem deci enunța regula că, în emisfera nordică, vînturile bat în sens invers mișcării acelor de ceasornic într-un ciclon și în sensul mișcării acelor unui ceasornic într-un anticiclon. În emisfera sudică situația este exact inversă: în sensul acelor de ceasornic într-un ciclon și în sens contrar acelor de ceasornic într-un anticiclon. Figura 9.8 ne arată modul de aplicare a acestor reguli.

Pentru vînturile de suprafață, care bat oblic față de izobare, configurațiile în ambele emisfere sînt indicate în figura 9.9. Pentru a indica direcțiile vîntului, trasăm mai întîi o săgeată lungă indicînd sensul gradientului baric, apoi trasăm săgeți scurte, drepte, prin punctele în care săgeata gradientului intersectează izobarele. Să nu uităm că direcția vîntului este deviată spre dreapta în emisfera nordică și spre stînga în cea sudică. După ce facem această operație de cele patru părți ale unui centru de presiune, configurația va apărea și va putea fi completată cu ușurință. Pentru a evita confuziile, săgețile de vînt trebuie să fie scurte și drepte, așa cum se văd pe hărțile meteorologice. Odată completată configurația, vom observa că vînturile dintr-un ciclon aflat în emisfera nordică formează o spirală orientată spre interior, iar cele dintr-un anticiclon o spirală orientată spre exterior. Vom nota că pentru emisfera sudică denumirile „în sens contrar mișcării acelor de ceasornic" și „în sensul mișcării acelor de ceasornic" se inversează. În ambele emisfere vînturile de suprafață urmează o spirală orientată spre centrul ciclonului, ceea ce înseamnă că aerul converge spre centru și trebuie să se ridice pentru a fi eliminat. Într-un anticiclon, pe de altă parte, vînturile de suprafață urmează o spirală orientată în afară, ceea ce reprezintă o divergență a curentului de aer, care trebuie să fie însoțită de subsidența unei cantități de aer în centrul anticiclonului care să înlocuiască aerul eliminat.

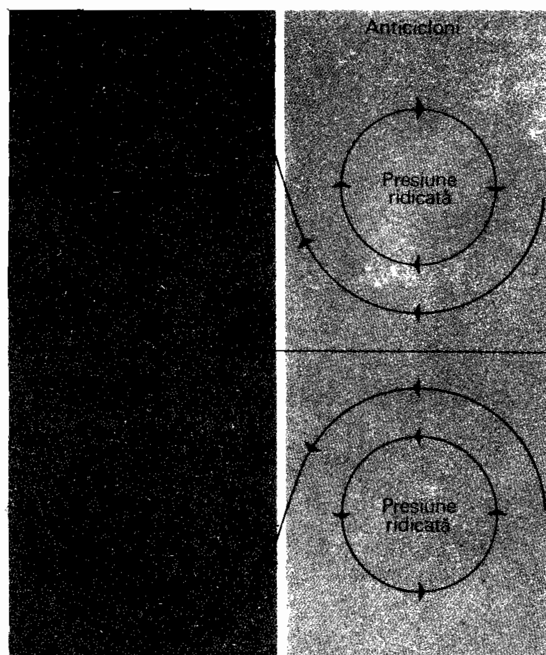


Fig. 9.8 **Vînturi la mare înălțime în jurul ciclonilor și anticiclonilor.**

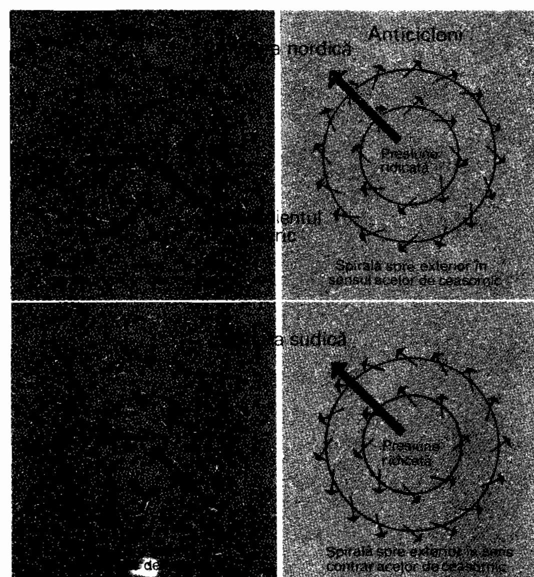


Fig. 9.9 **Vînturi de suprafață în interiorul ciclonilor și anticiclonilor.**

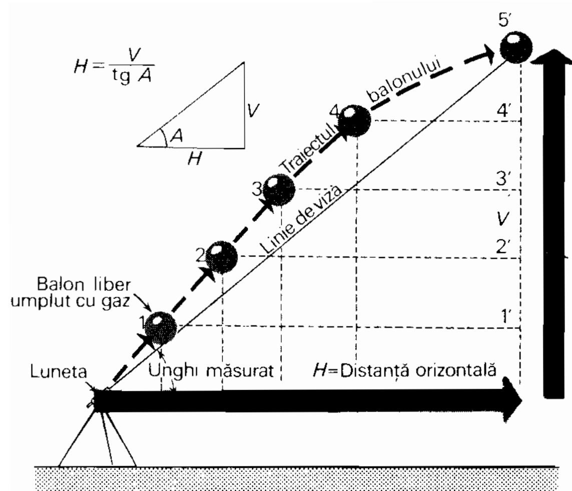


Fig. 9.10 Viteza vîntului la înălțime se poate calcula urmărind prin luneta teodolitului mișcarea unui balon liber umplut cu gaz.

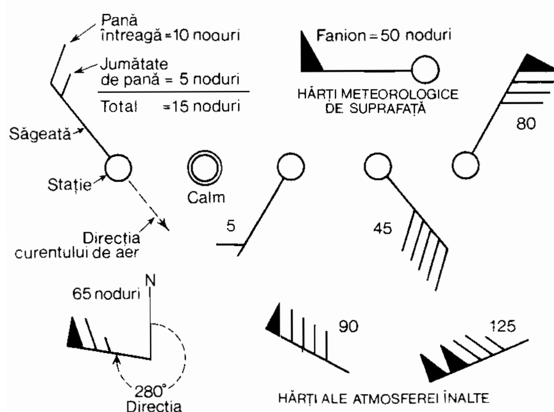


Fig. 9.11 Simbolurile folosite pe hărțile Oficiului meteorologic al S.U.A. pentru a indica tăria și direcția vîntului.

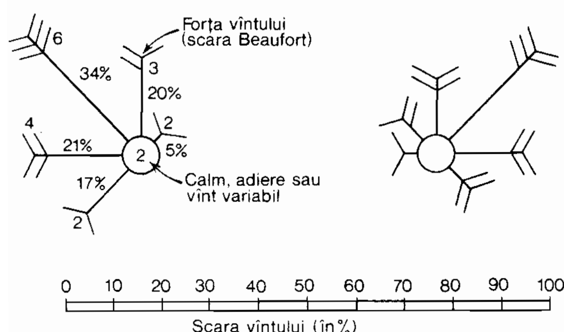


Fig. 9.12 Pe hărțile pilot ale Oficiului oceanografic al marinei militare a S.U.A. se imprimă o roză a vînturilor care arată media duratei și tăria vînturilor pentru fiecare careu de 5° latitudine și longitudine.

Măsurarea direcției și vitezei vîntului

Pentru a caracteriza un vînt trebuie să-i cunoaștem două elemente: direcția și viteza. Direcția se poate ușor determina cu ajutorul *giruetei*, pe care o cunoaștem cu toții, deoarece o găsim adesea montată pe acoperișuri, fiind unul dintre cele mai răspîndite instrumente ale meteorologului amator. Direcția vîntului se exprimă în funcție de sensul din care bate vîntul. Astfel un vînt de est bate dinspre est, iar mișcarea aerului se efectuează spre vest. Direcția de mișcare a norilor joși constituie un excelent indiciu al direcției vîntului la nivelul respectiv, putînd fi observată fără ajutorul instrumentelor.

Viteza vîntului se măsoară cu un instrument numit *anemometru*. Există cîteva tipuri de anemometre, cel mai obișnuit dintre ele fiind *anemometrul cu cupe*. Instrumentul se compune din trei sau patru cupe emisferice montate la capetele unor suporți orizontali. Cupele se rotesc cu o viteză proporțională cu cea a vîntului. Alte tipuri de anemometre măsoară forța exercitată de vînt asupra unor suprafețe expuse.

Pentru a afla viteza vîntului la înălțimi mai mari se lansează în aer un mic balon umplut cu hidrogen a cărui viteză ascensională o cunoaștem și pe care îl observăm cu ajutorul teodolitului (fig. 9.10). Cunoscînd poziția verticală a balonului prin măsurarea timpului scurs, un observator poate calcula deriva orizontală a balonului datorită vîntului. Pentru măsurătorile de precizie ale vitezei și direcției vîntului în straturile superioare ale atmosferei, balonul este dotat cu un reper care reflectă undele radar, putînd astfel fi urmărit și printr-un plafon de nori.

Pentru a putea indica direcția și viteza vîntului pe hărțile meteorologice și climatice s-a recurs la simboluri convenționale. Spre exemplu, pe o hartă meteorologică zilnică se folosesc săgeți de tipul celei arătate în figura 9.11. Vîrful săgeții este înlocuit cu un cerculeț în al cărui centru se află stația de observare. Atașate la corpul săgeții sînt liniuțe (pene) și fanioane, ale căror numere indică viteza vîntului în noduri (mile marine pe oră) în conformitate cu un cod prestabilit.

Pentru observații asupra vîntului pe perioade lungi de timp se construiește o schemă numită *roza vînturilor* (vezi fig. 9.12). Direc-

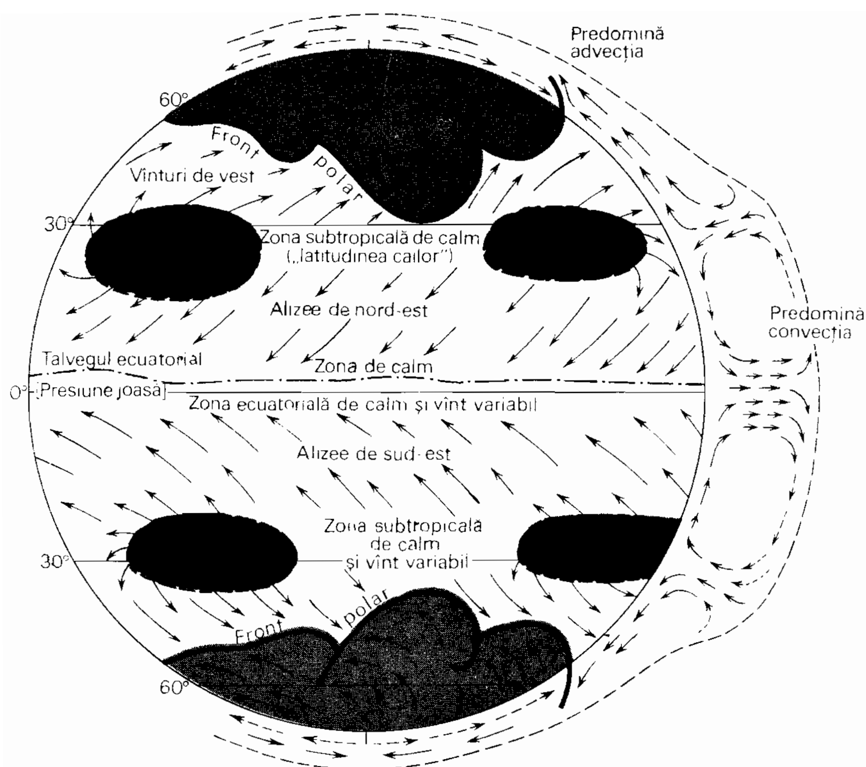


Fig. 9.13 Schema generală a circulației atmosferice prezentată în proiecție ortografică ecuatorială.

țiile vînturilor sînt reduse la 8 sectoare de busolă indicate prin linii radiare ce pornesc din punctul central. Procentajul din perioada totală de timp cînd vîntul bate din aceste sectoare este indicat prin lungimea liniilor. Pe hărțile care conțin roza vînturilor se tipărește la margine o scară cu care se poate măsura procentajul. Micile pene atașate la capătul liniilor radiare indică viteza medie a vîntului în perioada pentru care s-a construit roza vînturilor.

Pentru a exprima tăria vîntului, în țările de limbă engleză s-a folosit multă vreme o scară numerică, *scara Beaufort*, elaborată de amiralul Sir Francis Beaufort din marina britanică în 1806. Scara Beaufort are valori ce variază de la 0 la 12. Tabelul 9.1. dă o descriere a acestei scări.

Scara Beaufort a fost în mare măsură înlocuită prin exprimarea directă a vitezei vîntului în noduri.

Sistemele de vînturi de pe suprafața Pămîntului

Vînturile de suprafață predominante în lunile ianuarie și iulie sînt indicate prin săgeți pe hărțile de presiune (fig. 9.1 și 9.2). O reprezentare foarte schematică a sistemelor de vînturi (fig. 9.13) arată Pămîntul ca și cum nu ar exista regiuni de uscat care să modifice dispunerea în brîuri a zonelor barice.

În talvegul ecuatorial de joasă presiune, căldura solară intensă face ca aerul umed să formeze mari coloane de convecție, rezultînd o ridicare generală a aerului. Această regiune, aflată aproximativ între 5°S și 5°N, a fost multă vreme denumită *zona ecuatorială a vînturilor variabile și a calmurilor* sau *calmul ecuatorial.* Aici nu există vînturi de suprafață dominante, direcțiile fiind egal distribuite. Calmul predomină pe aproximativ o treime din durată. Se produc adesea furtuni violente cu vijelii și descărcări electrice. Fiind dispusă central pe un brîu de joasă presiune, această zonă nu are gradienți barici pronunțați, care să provoace o deplasare persistentă a vîntului.

Spre nord și spre sud de această zonă se află zonele *alizeelor*, care acoperă aproximativ regiunile aflate între 5° și 30° latitudine nordică și sudică. Alizeele sînt determinate de gradientul baric dintre zona subtropicală de înaltă presiune și talvegul ecuatorial de joasă presiune. În emisfera

TABELUL 9.1 SCARA BEAUFORT DE TĂRIE A VÎNTULUI*

Gradul Beaufort	Denumirea vîntului	Caracteristici observabile	Viteza în mile/oră la 20 picioare deasupra solului	Viteza în km/oră
1	2	3	4	5
0	Calm	Fumul se ridică vertical	sub 1	sub 1,6
1	Adiere	Fumul este purtat de vînt. Vîntul nu acţionează girueta	1—3	1,6—4,8
2	Briză uşoară	Se simte vîntul pe faţă; frunzele foşnesc. Vîntul acţionează girueta	4—7	6,4—11,3
3	Briză moderată	Frunzele şi crenguţele sînt în permanentă mişcare; vîntul face să fluture un steag uşor	8—12	12,9—19,3
4	Vînt potrivit	Ridică praf şi bucăţi de hîrtie; agită crăcile subţiri	13—18	20,9—29,0
5	Briză răcoroasă (vînt tăricel)	Copacii mici înfrunziţi încep să se balanseze; pe apele interioare se formează vălurele cu creastă	19—24	30,6—38,6
6	Briză tare	Agită crăcile mari. Sîrmele de telegraf şuieră; dificultăţi în folosirea umbrelei	25—31	40,2—49,9
7	Vînt tare	Agită copacii întregi; se înaintează cu greu împotriva vîntului	32—38	51,5—61,1
8	Vînt puternic	Rupe crenguţe din copaci; în general nu se poate înainta contra vîntului	39—46	62,8—74,0
9	Vijelie	Provoacă uşoare avarii construcţiilor (dărîmă hornuri şi deplasează olane)	47—54	75,6—86,9
10	Furtună	Rareori întîlnită în interiorul continentelor; vîntul smulge copaci din rădăcină şi provoacă avarii considerabile construcţiilor	55—63	88,5—101,4
11	Tempestă	Foarte rar întîlnită; însoţită de distrugeri pe scară largă	64—75	103,0—120,7
12	Uragan		peste 75	peste 120,7

* După Oficiul meteorologic al S.U.A.

nordică aerul care se deplasează spre ecuator este deviat spre sud-vest datorită rotaţiei Pămîntului. Ca atare, vîntul predominant bate dinspre nord-est; aceste vînturi formează alizeele de nord-est. În emisfera sudică, devierea aerului spre stînga dă naştere alizeelor de sud-est.

Alizeele sînt remarcabile pentru uniformitatea şi persistenţa lor direcţională.

Sistemul de calmuri ecuatoriale şi de alizee se deplasează sezonier spre nord şi sud, pe întinderea cîtorva grade de latitudine, la fel ca şi zonele de presiune de care depind. Datorită marilor întinderi de uscat din emisfera nordică, există tendinţa ca aceste zone să se deplaseze mai departe spre nord vara (în iulie), decît se deplasează spre sud iarna (în ianuarie). Alizeele sînt foarte bine dezvoltate deasupra oceanelor Pacific şi Atlantic, în regiunea Oceanului Indian acestea fiind influenţate de atmosfera marii mase terestre asiatice.

Vînturile alizee au oferit o minunată cale de deplasare spre vest în epoca navigaţiei cu vele. Persistenţa vîntului şi vremea în general frumoasă au făcut din ea traseul favorit al navigatorilor. Traversarea zonei de calm era însă riscantă, din cauza posibilităţii ca nava să fie staţionată timp îndelungat şi din cauza incertitudinii în ceea ce priveşte direcţia vîntului. Zonele alizeelor nu sînt totuşi pe deplin favorabile navigaţiei maritime şi aeriene deoarece, pe anumite porţiuni de ocean şi în anumite epoci ale anului, se întîlnesc furtuni tropicale extrem de puternice (uragane, taifunuri).

Între latitudinile de 30° şi 40° întîlnim ceea ce de multă vreme se numesc *zonele*

subtropicale de vînturi variabile și calm sau *latitudinile cailor*, care coincid cu zona subtropicală de înaltă presiune. Regiunile cu presiune ridicată nu formează, totuși, brîuri continui, ci se concentrează în centre (celule) distincte, situate deasupra oceanelor. Figura 9.14 arată centrele de înaltă presiune din ambele emisfere și vînturile de suprafață care rezultă. Mișcarea aparentă a aerului pe o spirală spre exterior este îndreptată către ecuator în sistemul alizeic de răsărit și spre poli în sistemul vînturilor de vest. Celulele de înaltă presiune ating un maximum de dezvoltare vara (ianuarie în emisfera sudică, iulie în cea nordică). Există de asemenea o deplasare pe latitudine în funcție de declinația Soarelui. Aceasta este mai mică de 5° în emisfera sudică, dar ajunge la aproximativ 8° în cazul puternicului anticiclon hawaian lccalizat în Pacificul de nord-est.

Vînturile sînt distribuite într-o gamă considerabilă de direcții. Calmurile ocupă aproximativ un sfert din timpul total. Celulele de înaltă presiune au în general vreme frumoasă, senină, cu o puternică tendință de uscăciune. Cele mai multe dintre marile deșerturi ale lumii se află în zona aceasta și în zona alizeică alăturată. Vremea uscată și senină de aici se explică prin faptul că celulele de presiune înaltă sînt centre de aer descendent, care coboară din straturile superioare ale atmosferei și se răspîndește la suprafața Pămîntului. Așa cum se va explica mai pe larg în capitolul 11, aerul descendent devine din ce în ce mai uscat.

Între latitudinile de 35° și 60° latitudine nordică și sudică se află *zona vînturilor dominante de vest* (*vînturile de vest*). Bătînd dinspre centrele subtropicale de înaltă presiune către depresiunile subpolare, aceste vînturi de suprafață se deplasează (vezi fig. 9.13) dinspre sud-vest în emisfera nordică și dintr-o regiune nord-vestică în emisfera sudică. Această generalizare este, totuși, întrucîtva inexactă, deoarece vînturile din direcția polară sînt frecvente și puternice. Ar fi mai exact să spunem că în coridorul vînturilor de vest, vînturile bat din toate direcțiile, dominînd însă net componentele vestice. Vijeliile sînt un lucru obișnuit în acest brîu sau coridor, ca și zilele înnourate cu precipitații continue. Vremea este aici foarte schimbătoare.

În emisfera nordică masele de uscat provoacă modificări considerabile ale zonei vînturilor de vest, dar în emisfera sudică, între latitudinile de 40° și 60°, există o fîșie aproape continuă de ocean. Aici vînturile de vest au o mare tărie și persistență. Această zonă a fost mult folosită de velierele care navigau spre est, din Oceanul Atlantic de sud spre Australia, Tasmania, Noua Zeelandă și insulele Pacificului de sud, de unde le era apoi mai ușor să continue drumul spre est, în jurul lumii, ca să se înapoieze în porturile europene. Dublarea Capului Horn era relativ ușoară în călătoriile spre est, pe cînd în sens invers ea comporta mari pericole din cauza vînturilor puternice de vest care predomină aici.

Deși zonele cu vînturi vestice nu mai exercită o influență deosebită asupra traseelor oceanice moderne, de ele se ține încă seama în cazul zborurilor pe distanțe lungi. Cursele aeriene transoceanice și transcontinentale în direcția estică necesită carburant mai puțin și durează un timp mai scurt. În cazul curselor spre vest, vînturile puternice din față pot consuma în mod primejdios carburantul avionului și, în orice caz, fac necesară reducerea încărcăturii.

Un sistem de vînturi numit frecvent *vînturi polare de est* a fost descris ca fiind caracteristic pentru latitudinile arctice și antarctice (fig. 9.13). Conceptul este mult simplificat, dacă nu chiar greșit. Poate în regiunea antarctică, unde polul se află în centrul unei mase terestre acoperite de gheață și înconjurată de o vastă întindere de ocean, orientarea vînturilor polare de est într-o spirală spre exterior să constituie

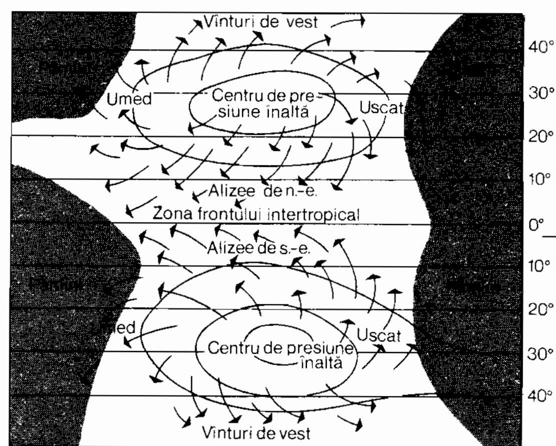


Fig. 9.14 Deasupra oceanului, în centrele semipermanente de înaltă presiune, vînturile de suprafață descriu spirale spre exterior în sensul acelor de ceasornic în emisfera nordică și în sens invers în cea sudică.

o descriere valabilă. Deviate spre stînga în emisfera sudică, vînturile radiare urmează o spirală în sens invers mișcării acelor de ceasornic, dînd naștere unui sistem de vînturi de sud-est, așa cum sugerează săgețile din proiecțiile polare sudice (fig. 9.1 și 9.2).

Vînturile musonice ale Asiei și Americii de Nord

Se fac adesea referiri la puternica influență pe care Asia și America de Nord o exercită asupra condițiilor de presiune atmosferică din emisfera nordică. Deoarece acestea influențează la rîndul lor vînturile, este evident că în aceste regiuni se formează sisteme de vînturi relativ independente de sistemul zonal al vînturilor pe glob, atît de bine ilustrat în emisfera sudică.

Vara, Asia de sud formează un centru de joasă presiune către care se produce un influx considerabil de aer. Acesta poate fi un *centru de minimă*, adică o *depresiune termică*, care se limitează la straturile inferioare ale atmosferei. Pornind din Oceanul Indian și din Pacificul de sud-vest, aerul cald și umed se deplasează spre nord și nord-est, trecînd peste India, peninsula Indochina și R. P. Chineză (vezi fig. 9.2). Acesta este *musonul de vară*, care aduce ploi puternice în Asia de sud-est.

Iarna, Asia este dominată de un puternic centru anticiclonic din care pornesc curenți de aer în sens invers musonului de vară. Bătînd spre sud și sud-est, spre oceanele ecuatoriale, acest *muson de iarnă* este însoțit de vreme senină și uscată pe o perioadă de cîteva luni.

America de Nord, fiind mai redusă ca suprafață, nu cunoaște extremele remarcabile ale musonilor pe care le observăm în Asia de sud-est; există, totuși, și aici o alternare a condițiilor de temperatură și presiune între iarnă și vară. Analiza datelor despre vînt arată că vara există o tendință predominantă ca aerul originar din Golful Mexic să se deplaseze spre nord peste partea centrală și răsăriteană a Statelor Unite, pe cînd iarna există o tendință predominantă ca aerul să se deplaseze spre sud, pornind din Canada (fig. 9.1 și 9.2). Și Australia prezintă un efect musonic dar, fiind așezată la sud de ecuator, situația este inversă celei din Asia.

Sistemele circulației atmosferice generale

Sistemele de vînturi de suprafață descrise pînă acum sînt caracteristice stratului inferior de aer, relativ subțire, de numai cîteva mii de picioare, în timp ce troposfera se ridică pînă la 5—12 mile (8—20 km). Ce se întîmplă cu curenții de aer în aceste straturi superioare? După cel de al doilea război mondial a început să fie folosită o amplă rețea de stații de observare, care prelevă date asupra straturilor de aer pînă la 25 000 m altitudine sau chiar mai mult, cu ajutorul radiosondei — un set compact de instrumente meteorologice — care transmite automat date codificate asupra presiunii, temperaturii și umidității, folosind un emițător radio. Montat pe un balon umplut cu gaz, emițătorul radiosondei poate fi urmărit cu ajutorul unui radiolocator. Pe baza observațiilor culese simultan în numeroase puncte se poate elabora harta meteorologică a straturilor de aer superioare. S-a constatat că în această zonă există sisteme de înaltă și joasă presiune care se deplasează lent, acestea fiind însă de o configurație în general simplă, cu curbe izobarice regulate. Vînturile, care pot fi foarte puternice și urmează îndeaproape direcția izobarelor, bat în sens invers acelor de ceasornic în cadrul depresiunilor barice, în emisfera nordică, și în sensul acelor de ceasornic în cadrul anticiclonilor, așa cum se arată în figura 9.7.

În straturile superioare ale atmosferei predomină două sisteme de curenți. Unul este sistemul vînturilor de vest, care formează un circuit complet în jurul Pămîntului de la latitudinea de 20° pînă aproape de poli. La latitudini înalte, aceste vînturi de vest constituie un vîrtej circumpolar, care coincide cu un mare centru polar de joasă presiune. Către latitudinile joase presiunea crește necontenit la o anumită altitudine formînd două dorsale anticiclonice la latitudinile de 15° și 20° N și S. Acestea sînt porțiunile înalte ale anticiclonilor subtropicali, deși se află întrucîtva deplasate spre ecuator. În zonele de înaltă presiune, viteza vîntului este mică, exact ca în cazul „latitudinilor cailor“ la nivelul mării. Între *dorsalele anticiclonice* se află un *culoar depresionar*, în care vînturile bat dinspre est, constituind cel de al doilea sistem principal de circulație generală — *vînturile ecuatoriale de est*. La altitudini mai mici influența acestora se extinde ceva mai mult pe latitudine decît cea a alizeelor.

Curentul jet

Vînturile de vest, care bat în straturile superioare ale atmosferei, tind să urmeze

traiectorii în serpentină, cu meandre, dînd naştere unor *unde de atmosferă înaltă*, aflate în deplasare lentă şi în cadrul cărora vînturile se îndreaptă mai întîi spre ecuator, iar apoi spre pol (fig. 9.15). În cadrul acestor unde la altitudini de 10—12 000 m există nişte zone înguste în care vînturile pot atinge viteze de 350—450 km/oră. Acest fenomen, denumit *curent jet*, constă din mişcări de aer pulsatorii (fig. 9.15). În secţiune transversală, jetul poate fi comparat cu un curent de apă care trece printr-un furtun, axa centrală de viteză maximă fiind înconjurată de zone concentrice în care fluidul se mişcă mai puţin rapid (vezi fig. 9.16).

Prin intermediul undelor din stratele superioare ale atmosferei, aerul cald din zona tropicelor este transportat departe în nord, iar aerul rece al regiunilor polare se deplasează spre ecuator. În acest mod are loc pe scară vastă un proces de amestec orizontal (*advecţie*), care permite schimbul de căldură între regiunile cu insolaţie puternică şi cele cu insolaţie slabă.

Vînturi locale

În anumite regiuni cu condiţii favorabile, *vînturile locale* iau naştere datorită influenţelor imediate ale terenului înconjurător, mai degrabă decît în cadrul sistemelor mari de presiune care produc vînturile generale şi furtunile migratorii puternice. Vînturile locale sînt importante pentru studiul climei, deoarece repetarea lor caracteristică constituie un aspect important al climatului local.

Un sistem simplu de vînturi locale, des întîlnit de-a lungul coastelor, îl constituie *briza de mare* şi *briza de uscat* (fig. 9.17). Vîntul bate dinspre mare spre uscat în timpul zilei şi dinspre uscat spre mare în timpul nopţii. Vîntul de zi, adică briza marină, este cauzat de un gradient baric orientat spre uscat, ca urmare a încălzirii în timpul zilei a stratului inferior de aer de deasupra uscatului. Neîncălzindu-se tot atît de intens, suprafaţa mării rămîne relativ mai rece. Reacţionînd la gradientul baric local ce ia naştere, aerul din stratul inferior se deplasează spre uscat. Briza marină este relativ răcoroasă şi, în după amiezele calde de vară, are un efect plăcut asupra zonei înguste de coastă. Noaptea, diferenţele de temperatură sînt inversate din cauza răcirii mai rapide a suprafeţei uscatului. Gradientul baric este orientat acum dinspre uscat spre mare, dînd naştere unui curent de aer în acest sens — briza de uscat.

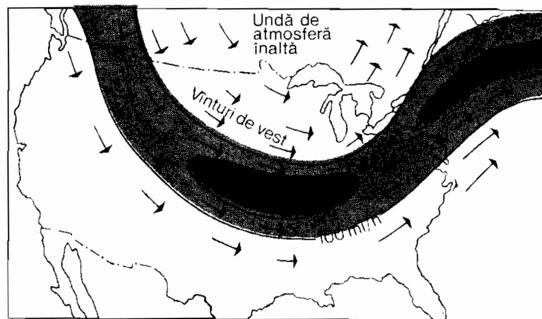


Fig. 9.15 Curentul jet, indicat prin linii de egală viteză a vîntului, face parte dintr-o mare undă de aer din straturile superioare ale atmosferei (după *U.S. Weather Bureau*).

Vînturile de munte şi *de vale* sînt vînturi locale ce prezintă o alternare diurnă a direcţiei lor, asemănătoare celei întîlnite în cazul brizelor. În timpul zilei, cînd versanţii munţilor sînt puternic încălziţi de soare, aerul se ridică din văi către culmi.

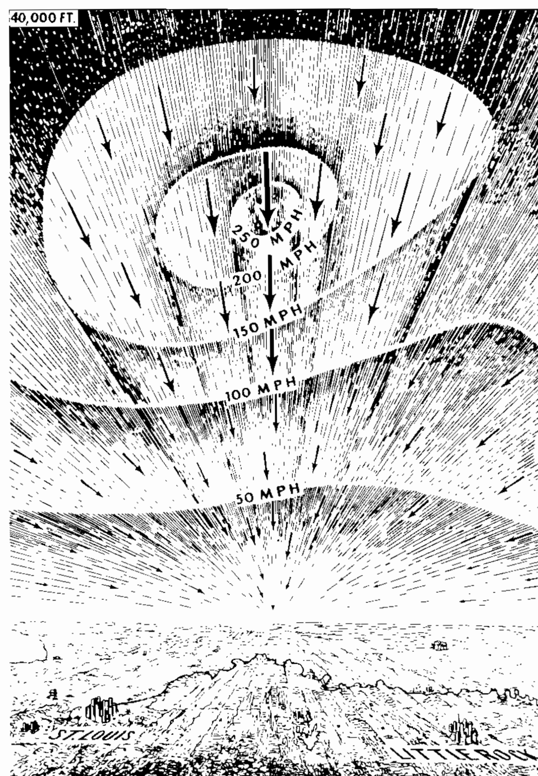


Fig. 9.16 Curentul jet are o zonă centrală cu vînturi de mare viteză (după *U.S. Weather Bureau*).

Noaptea, cînd aceiași versanți se răcesc prin radierea căldurii de la sol în aer, aerul se deplasează spre văi. Aceste vînturi sînt deci cauzate de gradienți barici locali, formați prin încălzirea sau răcirea stratului inferior de aer.

Un alt grup de vînturi locale poartă numele de *vînturi descendente* (*vînturi catabatice*). În acest caz aerul rece se deplasează, sub influența forței de gravitație, din regiunile mai înalte către cele mai joase. Iarna, acest aer rece și dens se poate acumula pe un platou înalt sau într-o vale interioară înaltă. Cînd condițiile meteorologice generale sînt favorabile, o parte din aerul rece se revarsă peste culmile joase sau prin trecători, ajungînd în cîmpiile adiacente sub forma unui vînt puternic și rece. Vînturi catabatice există în multe regiuni muntoase ale lumii, purtînd denumiri diferite. *Bora* de pe coasta nordică a Adriaticii și *mistralul* din sudul Franței sînt două exemple bine cunoscute. În sudul Californiei bate uneori dinspre Valea Santa Ana un vînt de est uscat și puternic, *Santa Ana*, care traversează zona de cîmpie litorală. Acest curent de aer își are originea în deșert și poate aduce mari cantități de praf în suspensie. Pe banchizele Groenlandei și Antarcticii bat puternice vînturi catabatice de-a lungul gradientului suprafeței de gheață, pătrunzînd prin văile de coastă și dînd naștere unor viscole puternice care pot dura zile în șir.

O serie de alte vînturi locale, cum ar fi *foehn*-ul și *chinook*-ul, iau naștere atunci cînd vînturi regionale puternice care trec peste lanțuri muntoase sînt forțate să coboare pe partea adăpostită de vînt, avînd ca efect încălzirea și uscarea aerului. Acest fenomen va fi explicat în capitolul 11.

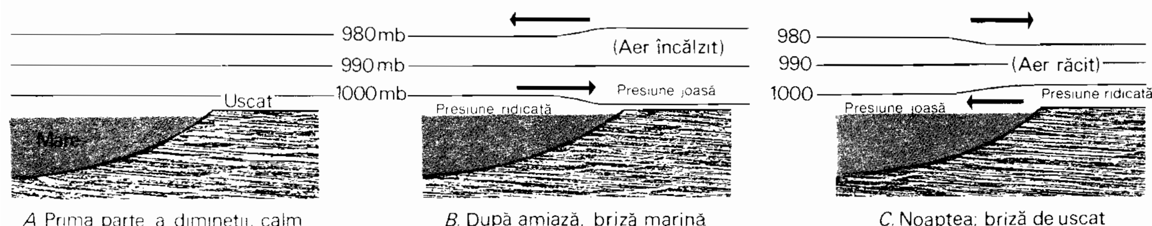


Fig. 9.17 Briza de mare și briza de uscat (după S. Pettersen citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

Capitolul 10
Suprafața oceanelor

OCEANELE OCUPĂ APROAPE 7/10 din suprafața totală a globului. Proprietățile suprafeței oceanelor ca absorbant și emițător de căldură au fost tratate în capitolul 8, în comparație cu proprietățile termice contrastante ale suprafeței uscatului. Avînd prin urmare cunoștințe despre încălzirea și răcirea oceanelor și despre sistemele de circulație ale atmosferei terestre (cap. 9), abordăm în continuare reacția suprafeței oceanelor la acțiunea vîntului. Valurile și curenții oceanici generați de vînt, ca și ghețurile marine de la latitudinile mari, constituie fenomene de mare interes pentru geografi în legătură cu transportul maritim și cu folosirea domeniului oceanic ca sursă potențială de hrană. Este util să revenim aici asupra anumitor proprietăți chimice și fizice ale apei de mare, care variază dintr-un loc în altul și condiționează configurația geografică a repartizării resurselor de hrană din mări. Laolaltă, aceste obiecte de studiu formează acea ramură a științei numită *oceanografie fizică.*

Compoziția apei de mare

Apa de mare poate fi considerată ca fiind o soluție complexă de săruri acumulate de-a lungul unei vaste perioade de timp geologic, prin aportul apelor de pe continente, unde sărurile iau naștere prin reacții chimice între acizi slabi și roci. Evaporarea apei de mare, readuce vaporii de apă în atmosferă în timp ce sărurile rămase formează cu apa o soluție specifică.

Datorită imensei cantități de substanțe minerale pe care o conține și datorită posibilității ca anumiți constituenți să poată fi extrași și folosiți de om, compoziția apei de mare prezintă interes pentru geografi. Un mod de a o descrie ar fi să menționăm componentele principale necesare pentru obținerea unei soluții artificiale, asemănătoare apei de mare. Aceste componente sînt date în tabelul 10.1.

Dintre diversele elemente combinate în aceste săruri clorul constituie 55% ca greutate din totalul substanțelor dizolvate, iar sodiul 31%. Importante, deși mai reduse cantitativ decît elementele celor cinci săruri menționate în tabelul 10.1, sînt bromul, carbonul, stronțiul, borul, siliciul și fluorul. În apa de mare pot fi găsite urme din cel puțin jumătate din elementele chimice cunoscute. Ea conține, de asemenea, în soluții slabe, cantități din toate gazele atmosferei,

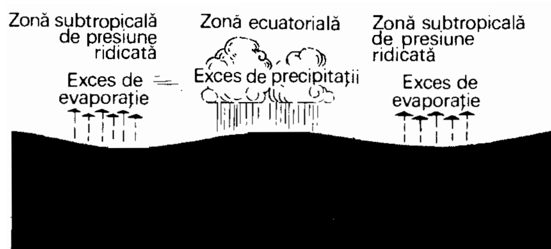


Fig. 10.1 Salinitatea excesivă din centrele subtropicale de maxim barometric și excesul de precipitații din zona talvegului ecuatorial tind să dea naștere unei mișcări de suprafață a apei.

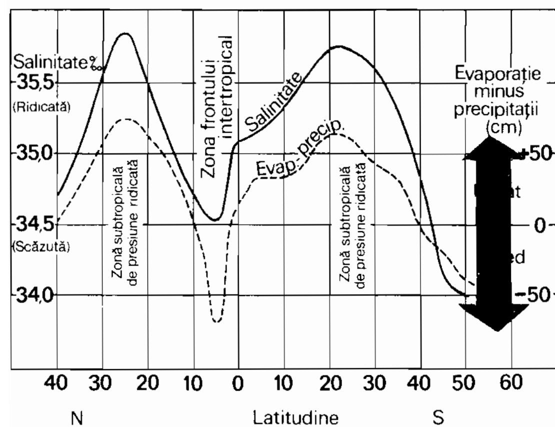


Fig. 10.2 Salinitatea apei oceanului corespunde îndeaproape cu raportul dintre evaporare și precipitații și variază sistematic cu latitudinea (după Sverdrup, « Oceanography for Meteorologists »).

TABELUL 10.1

Denumirea sării	Formula chimică	Grame de săruri la 1 000 g apă
Clorură de sodiu	Na Cl	23
Clorură de magneziu	$Mg\ Cl_2$	5
Sulfat de sodiu	$Na_2\ SO_4$	4
Clorură de calciu	$Ca\ Cl_2$	1
Clorură de potasiu	K Cl	0,7
Alte componente minore		0,8
	Total	34,5

mai ales azot, oxigen, argon, bioxid de carbon și hidrogen.

Proporția dintre sărurile dizolvate și apa pură constituie salinitatea, exprimată de obicei în părți de greutate la mia de unități și indicată prin simbolul special ‰. Salinitatea se poate exprima și în procente (3,45%) (tabel 10.1). Salinitatea apei de mare variază întrucîtva de la o zonă la alta. În zona ecuatorială unde apa oceanelor este mai diluată datorită precipitațiilor abundente de la aceste latitudini, salinitatea poate fi de 34,5—35‰, în timp ce în zonele subtropicale de presiune înaltă, cu climă foarte uscată, evaporarea ridică salinitatea apei de la suprafață la peste 35,5‰ (fig. 10.1 și 10.2).

Densitatea apei de mare

Densitatea unei substanțe este greutatea (masa) unei unități determinate din volumul său. În oceanografie densitatea se exprimă în g/cm³. Apa dulce atinge densitatea maximă la temperatura de 4°C (39°F), cînd un volum de un centimetru cub cîntărește aproape un gram. Considerînd că 1,000 reprezintă densitatea apei dulci pure, apa de mare are comparativ o densitate ce variază între 1,027 și 1,028. Densitatea apei de mare este determinată de doi factori: salinitatea și temperatura. O salinitate mai mare implică o densitate mai mare. Scăderea temperaturii duce la creșterea densității pînă ce se atinge punctul de înghet, care este de aproximativ —2°C (28½° F).

Densitatea constituie un factor de primă importanță în circulația apei oceanice, deoarece mici diferențe de densitate provoacă deplasări ale apei. Cînd prin răcire sau evaporare stratul de apă de la suprafață devine mai dens, acesta tinde să coboare, înlocuind stratul mai puțin dens din adîncime. Acești curenți verticali se numesc *curenți de convecție*.

Valurile oceanice

Valurile oceanice pe care le putem vedea sau simți sînt produse în toate cazurile de forța vîntului, o rară excepție constituind-o valurile datorate mișcărilor seismice. Energia maselor de aer în mișcare pe suprafața apei generează valurile care, ajungînd la țărmuri, exercită asupra acestora acțiuni de eroziune și de sedimentare, fenomene descrise în capitolul 30. Aici vom analiza numai formarea și propagarea valurilor la larg, în zonele cu ape adînci.

Valurile de vînt aparțin unui tip denumit *valuri oscilatorii progresive*, deoarece forma valului se transmite prin apă, producîndu-i o mișcare oscilatorie. În figura 10.3 este

arătată o terminologie simplă, folosită în descrierea valurilor. Astfel, *înălțimea valului* este distanța măsurată pe verticală între creasta și fundul său (punctul de cotă minimă al golului valului). Se exprimă de regulă în metri sau în picioare. *Lungimea valului* este distanța măsurată pe orizontală între două creste sau două funduri succesive ale valului și se exprimă tot în metri sau picioare. Distanța parcursă de creasta valului în unitatea de timp se numește *viteza valului* și se exprimă în metri sau picioare pe secundă, sau în noduri (mile marine pe oră). Intervalul de timp contat în secunde, în care două creste succesive de val trec prin dreptul unui punct fix constituie *perioada valului.*

Într-un val oscilator progresiv o particulă de materie (o picătură de apă sau un mic obiect plutitor) descrie un cerc vertical (orbită) în fiecare perioadă a valului (fig. 10.4). Particulele se mișcă spre înainte pe creasta valului și spre înapoi în golul valului. La suprafața mării orbita are diametrul egal cu înălțimea valului, descrescînd repede pînă la zero, cu adîncimea. În cazul valurilor lungi de mică înălțime, particulele de apă revin în punctul de plecare după parcurgerea fiecărei orbite, fără a se produce vreo deplasare efectivă pe direcția vîntului. Prin apă se transmit doar energia și unda valului. La valurile înalte și cu pantă mare orbitele particulelor de apă nu sînt însă cercuri perfecte. Particula se mișcă ceva mai repede spre înainte cînd se află pe creastă, astfel încît la încheierea fiecărei perioade aceasta efectuează o mică înaintare. Rezultatul este o derivă de suprafață foarte lentă pe direcția valurilor, cu o viteză numită *viteza de transport a masei.* În condiții favorabile deriva poate atinge viteze de pînă la 2 noduri (aproximativ 3,5 km/h), tinzînd să ridice nivelul apei de-a lungul coastei în dreptul căreia se sparg valurile. Această mișcare nu trebuie confundată cu deriva produsă prin frecarea maselor de aer pe suprafața apei.

Departe de a fi o succesiune de simple creste și goluri paralele, valurile oceanice prezintă mari neregularități de înălțime și formă, datorită interferenței mai multor grupe de unde, care nu numai că au perioade diferite, dar și direcții de propagare ușor deviate și care se întretaie în numeroase puncte (fig. 10.5). Atunci cînd două creste de val se intersectează, înălțimea valului crește, formînd un vîrf; la intersecția a două goluri fundul valului coboară sub cota obișnuită.

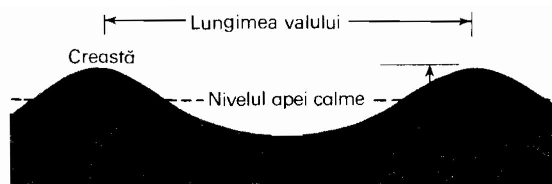


Fig. 10.3 Terminologia valului.

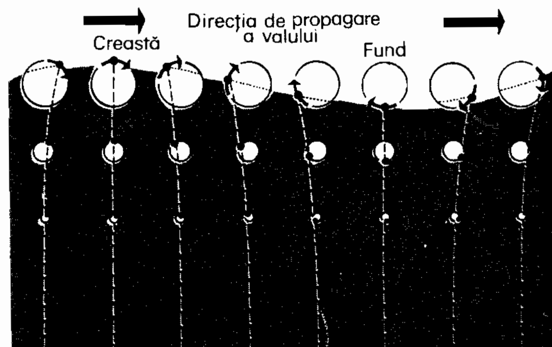


Fig. 10.4 Mișcarea orbitală în valurile de larg cu înălțime mică.

Valurile de vînt

În oceanografie se disting două categorii de valuri: *valurile de vînt,* care sînt formate și întreținute de acțiunea vîntului pe suprafața apei și *hula,* derivată din valurile de vînt ieșite din regiunea de formare, care, neîntreținute, se pierd treptat într-o regiune de calm sau cu vînturi mai slabe. Valurile de vînt iau naștere după următorul sistem: mai întîi prin forța de împingere directă, exercitată de masa de aer în mișcare asupra micilor încrețituri ale suprafeței apei pe care le deplasează ca pe orice obiect plutitor sau velă; în al doilea rînd, prin forța de antrenare de către vîntul ce mătură suprafața apei a mișcării ondulatorii produsă de forța de împingere. Pe creasta valului, unde forța de antrenare este maximă, mișcarea orbitală se intensifică, adăugînd energie valului. În golul valului care este mascat, forța de antrenare este mai slabă și nu poate anihila mișcarea orbitală spre înapoi a particulelor de apă în măsura în care ea este intensificată pe creste. Rezultatul constă în creșterea înălțimii și lungimii valului pînă la valori maxime posibile în raport cu forța vîntului. Apare surprinzător faptul că valurile de vînt ating de obicei, viteze mult mai mari decît cele ale vînturilor care le-au dat naștere și le întrețin, ceea ce se explică numai prin acțiunea forței de antrenare a



Fig. 10.5 Vedere aeriană a suprafeței mării, ilustrînd configurația complexă produsă de seriile de valuri ce se intersectează (*sus*). Se remarcă, totuși, dispunerea generală paralelă a crestelor. Valurile ce înaintează spre partea din dreapta jos a imaginii sînt deviate spre țărm prin refractare în apa puțin adîncă. Fotografia reprezintă portul Chatham, la Capul Cod (statul Massachusetts) (foto Robert Perron).

aerului asupra mișcării ondulatorii a masei de apă pe care o accelerează.

Înălțimea maximă pe care o pot atinge valurile de vînt depinde de trei factori: viteza vîntului care este evident un factor esențial, deoarece determină cantitatea de energie în acțiune; durata vîntului de care depinde faptul dacă valurile vor putea sau nu să atingă dimensiuni maxime; deschiderea, adică întinderea zonei de apă liberă pe suprafața căreia vîntul își exercită acțiunea, acest factor indicînd posibilitatea creșterii progresive a valurilor. Dacă valurile se formează pe o suprafață de apă foarte mare și pe o perioadă de timp de mai multe ore, astfel încît nici extinderea zonei de apă și nici durata de acțiune a vîntului să nu constituie factori limitativi, înălțimea maximă a valurilor variază cu pătratul vitezei vîntului. Folosind formula: ***înălțimea valului** exprimată în picioare = 0,026 din pătratul vitezei vîntului exprimată în noduri* putem elabora tabelul următor:

Viteza vîntului (noduri)	5.0	10	15	20	25	30	40	50
Înălțimea valului (pic.)	0,6	2,6	5,9	10,4	16,3	23,4	42	65

ceea ce reprezintă în km/h pentru viteza vîntului și în m pentru înălțimea valului, aproximativ:

Viteza vîntului (km/h)	10	20	30	40	50	60	70	90
Înălțimea valului (m)	0,2	0,9	2,0	3,6	5.8	8,2	10,1	19,9

Tabelul prezintă cele mai mari valuri de vînt posibile.

Durata vîntului este importantă în primele stadii de formare a valurilor. Spre exemplu: sub acțiunea unor vînturi puternice cu viteza de 55 km/h, valurile vor crește continuu timp de peste 32 de ore, dar viteza de creștere cea mai mare se va înregistra în primele 15 ore. Deschiderea zonei de apă poate fi un factor limitativ important în golfurile mici și în strîmtori, dar nu are efecte apreciabile asupra întinderilor de apă care depășesc 1 600 km lățime.

Pe măsură ce valurile cresc, ele își măresc nu numai viteza de deplasare ci și lungimea. După ce ies din regiunea de vînturi puternice unde au luat naștere, valurile se transformă în hulă, care constă din valuri puțin înalte dar foarte lungi, de formă simplă și cu creste uniforme, paralele. Se spune că parcurgînd o distanță în mile marine egală cu lungimea sa în picioare, hula își pierde o treime din înălțime. Energia se pierde prin frecarea cu aerul. Valurile de hulă cresc ca lungime și perioadă în timpul deplasării; astfel la un parcurs de 5 000—6 500 km perioada poate ajunge la 15—20 secunde, pe cînd valurile de furtună din punctul de plecare au avut probabil perioade de numai 6—10 secunde.

Valurile seismice

Atunci cînd în zona de fund a oceanelor se produce deplasarea bruscă a unor mase importante ale scoarței terestre ia naștere o anumită categorie de valuri oceanice. Ele pot avea la origine apariția unei falii (cap. 33), declanșarea unei erupții vulcanice (cap. 34) sau o mare alunecare de teren. Valurile formate astfel se numesc ***valuri seismice*** sau, după terminologia japoneză, ***tsunami*** și se propagă circular, ca valurile ce pornesc din punctul unde o piatră aruncată atinge

suprafața unei ape calme. În comparație cu valurile de vînt, valurile seismice pot atinge lungimi enorme, de 100—200 km. În largul oceanului înălțimea lor este de numai 0,3—0,6 m și fiind cu mult mai lungi decît înalte, ele scapă atenției observatorului aflat pe o navă. Perioada acestor valuri poate fi de 10—30 minute, iar viteza de 500—800 km/h.

Ajungînd într-o zonă de coastă de adîncime mică, valul seismic provoacă o creștere neobișnuit de mare a nivelului apei, care poate ajunge adesea pînă la 15 m și uneori depășește chiar 30 m. Regiunile de coastă mai joase sînt inundate, iar atunci cînd peste valul seismic se suprapun și valurile de vînt, prin deferlare sînt acoperite chiar și zone de țărm mai înalte, cauzîndu-se pierderi de vieți omenești și mari distrugeri de bunuri materiale. Deși nu putem emite prognoze asupra momentului și locului în care vor avea loc mișcări ale scoarței terestre capabile să dea naștere unor asemenea valuri, putem totuși fi informați asupra fenomenului în timp util cu ajutorul seismografelor, care înregistrează undele seismice ce se deplasează rapid prin scoarța terestră. Pentru zona Oceanului Pacific unde se produc numeroase valuri seismice, seismologii au elaborat un sistem de avertizare: se calculează viteza de propagare a valurilor și se transmit avertismente radio regiunilor de coastă amenințate.

Valurile de origine seismică nu trebuie confundate cu alte două categorii de valuri de dimensiuni neobișnuite: valul uriaș de mare numit *boră* despre care s-a vorbit în capitolul 6 și valul uriaș de furtună care poate lua forma unui zid înalt de apă în mișcare, ce se rostogolește asupra coastelor joase sub acțiunea combinată a uraganelor oceanice și a fluxului. Valurile seismice nu au, de asemenea, nimic comun cu valurile de furtună locală și nici cu valurile de vînt.

Curenții oceanici

Direcția curenților oceanici de suprafață se exprimă prin unghiul format de direcția către care se deplasează apa cu direcția nord geografică. Numeroase date asupra direcției și vitezei curenților s-au obținut cu ajutorul sticlelor mesager — obiect plutitor etanș, cu adresă de înapoiere și un formular în interior — lăsate să plutească în derivă într-un punct anumit, în speranța că navele care le vor găsi, le vor pescui, le vor desface, vor completa formularul, precizînd data și coordonatele punctului respectiv și le vor expedia la adresa indicată. În raport de pozițiile celor două puncte — de lansare și de pescuire — și de intervalul de timp calculat se determină direcția și viteza curentului. Pentru a măsura curenții, navele ancorate pot folosi morișca hidrometrică care indică direcția de deplasare și viteza apei. Aceste aparate sînt asemănătoare celor utilizate pentru măsurarea cursurilor de apă (fig. 25.8). O mare parte din cunoștințele noastre despre curenți au fost dobîndite din observațiile navigatorilor. Direcția și viteza unui curent pot fi calculate în urma determinării astronomice a poziției adevărate a unei nave la sfîrșitul unei zile de marș (24 ore). Poziția adevărată este comparată cu poziția estimată pe baza vitezei și a drumului aparent din ziua respectivă. Diferența dintre cele două poziții (B,C) măsoară deriva suferită de navă în ziua de marș terminată, sub acțiunea rezultantei dintre viteza proprie pe drumul aparent AB și viteza curentului pe direcția BC (fig. 10.6), nava deplasîndu-se pe drumul real AC.

Aproape toți curenții de suprafață importanți ai oceanelor sînt rezultatul acțiunii vînturilor dominante. Energia vîntului este transferată apei prin frecarea aerului de suprafața acesteia. Datorită forței Coriolis, curentul de apă este deviat spre dreapta de la direcția sa inițială în emisfera nordică; de aceea, la suprafața apei, curentul este deviat cu aproximativ 45° spre dreapta față de direcția vîntului. Sub influența vînturilor, curenții pot produce ridicarea nivelului apei în zona țărmului, cazuri în care iau naștere alți curenți ce tind, datorită forței de gravitație, să egalizeze nivelul apelor.

Diferențele de densitate pot, de asemenea, să determine formarea unor curenți. Aceste diferențe iau naștere din încălzirea mai mare prin insolație, sau din răcirea mai accentuată prin radiație, a unei mari regiuni de apă față de alta. Astfel, apa rece de suprafață din oceanele Arctic și Antarctic coboară spre fundul oceanului, îndreptîndu-se spre ecuator, de unde ridică la suprafață apa mai caldă și mai puțin densă. Diferențe de densitate pot fi provocate și de diferențele de salinitate, așa cum se vede în figura 10.1. Curentul tinde să circule dinspre zona de salinitate mică spre cea de salinitate mai mare, dar este deviat în unghi drept prin acțiunea forței Coriolis, astfel încît deplasarea se face de fapt paralel cu panta gradientului de densitate dintre cele două zone.

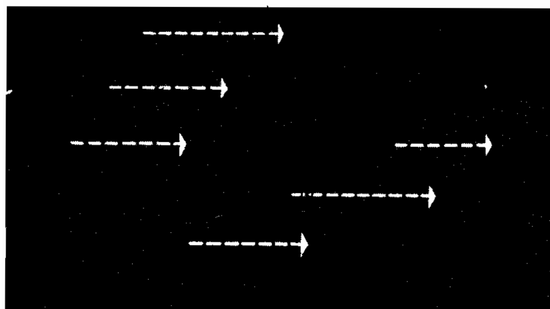


Fig. 10.6 Mărimea și direcția derivei de suprafață pot fi calculate dacă se cunosc viteza și drumul la compas (aparent) ale navei, iar pozițiile *A* și *C* se determină prin metode astronomice.

Un alt factor care influențează mișcarea apei îl constituie configurația bazinelor oceanice și a coastelor. Curenții inițial produși de vînturi se lovesc de coastă și sînt sau deviați local pe o direcție diferită sau blocați în strîmtori și golfuri.

Acțiunea combinată a vîntului și a diferențelor de densitate dă naștere unui sistem de circulație oceanică care cuprinde nu numai mișcări pe orizontală, ci și mișcări ascendente și descendente, pe verticală. În acest studiu introductiv accentul se pune pe curenții dintr-un strat relativ subțire de la suprafață, acolo unde efectul de derivă se manifestă direct asupra navigației maritime, unde se exercită o puternică influență climatică asupra stratului inferior al atmosferei.

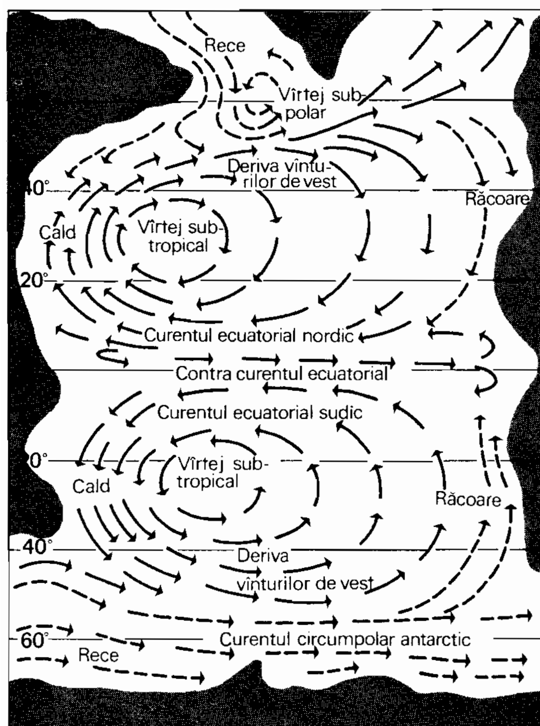


Fig. 10.7 Harta schematică a unui ocean, indicînd sistemul general de curenți oceanici.

Schema generalizată a curenților oceanici

Pentru a ilustra circulația apei de suprafață putem folosi un ocean idealizat care se întinde de ambele părți ale ecuatorului pînă la 60°—70° latitudine (fig. 10.7). Caracteristicile evidente sînt probabil mișcările circulare (vîrtejurile) din jurul zonelor anticiclonice subtropicale, situate aproximativ între 25°—30° latitudine nordică și sudică. Zona alizeelor este marcată de un *curent ecuatorial*. În timp ce alizeele bat spre sud-vest și nord-vest, intersectînd oblic paralelele, mișcarea apei se face pe direcția paralelelor. Așa încît curenții oceanici sînt deviați cu un unghi de aproximativ 45° față de direcția vînturilor dominante de suprafață, datorită forței deviatoare ce rezultă din rotația Pămîntului.

Deplasarea lentă a apei spre est sub acțiunea vînturilor de vest este cunoscută sub numele de *deriva vînturilor de vest*. Această zonă de derivă acoperă o bandă lată între latitudinile de 35° și 45° în emisfera nordică și între 30°—35° și 70° în emisfera sudică, unde întinderile libere de ocean ajung pînă la latitudini superioare.

Curenții ecuatoriali sînt separați printr-un *contracurent ecuatorial*, care este bine dezvoltat în oceanele Pacific, Atlantic și Indian (fig. 10.8). În regiunile vestice ale oceanelor, la latitudini joase, curentul ecuatorial se îndreaptă spre pol, formînd un curent cald ce se deplasează paralel cu coasta. Exemple de acest fel sînt *Gulf Stream*-ul *(curentul Floridei* sau al *Caraibilor)*, *curentul japonez (Kuroshio)* și *curentul Braziliei*, care contribuie la ridicarea temperaturilor medii pe coastele respective. Acest fenomen este ilustrat în figura 8.16, prin intrîndul spre sud al izotermei lunii iulie 21°C (70°F) de-a lungul regiunii vestice a Atlanticului de sud.

În momentul apropierii de regiunea răsăriteană a oceanului, deriva vînturilor de vest este orientată spre sud și spre nord de-a lungul coastei. Curentul ce se îndreaptă spre ecuator este un curent rece, produs de ridicarea la suprafață a apei din zonele mai

Fig. 10.8 Deriva de suprafață și curenții oceanici (ianuarie) (după ***U.S. Navy Oceanographic Office.)***



Fig. 10.9 Zona de banchiză la periferia zonei antarctice de gheţuri marine în timpul verii australe (foto *U.S. Coast Guard*).

adînci. El este bine ilustrat de *curentul Humboldt (curentul peruan)* din largul coastei chiliene şi peruane; de *curentul Benguelei* din largul coastei Africii de sud-vest; de *curentul Californiei*, de lîngă coasta vestică a Statelor Unite, şi de *curentul Canarelor*, din apropierea coastei spaniole şi nord-africane. Observăm că această ridicare la suprafaţă a apei reci provoacă o pronunţată deviere spre ecuator a izotermelor, ilustrată în figura 8.15 prin intrîndul spre nord al izotermei lunii ianuarie de 21°C (70°F) de-a lungul părţii răsăritene a Pacificului de sud şi a Atlanticului de sud.

În porţiunea nord-estică a Oceanului Atlantic deriva vînturilor de vest este orientată spre pol sub forma unui curent relativ cald. Acesta este *curentul nord-atlantic*, care înconjură Insulele Britanice, pătrunde în Marea Nordului şi urmează coasta norvegiană. Portul Murmansk, situat pe Cercul arctic, este liber de gheţuri, iar navigaţia se poate efectua pe întreaga durată a anului de-a lungul acestei coaste. După cum putem observa din figura 8.15 izotermele sînt deplasate spre nord în zona de intersecţie cu acest curent. Efectul acesta este mult mai pronunţat iarna.

În emisfera nordică, unde marea polară este în mare parte înconjurată de uscat, apa rece circulă spre ecuator de-a lungul părţii apusene a marii strîmtori care uneşte Oceanul Arctic şi bazinul atlantic. Cei trei curenţi reci principali de aici sînt *curentul Kamceatka*, care circulă spre sud, pe lîngă peninsula Kamceatka şi Insulele Kurile; *curentul Groenlandei*, care se îndreaptă spre sud pe lîngă coasta răsăriteană a Groenlandei prin strîmtoarea Danemarcei; şi *curentul Labradorului*, care, pornind din regiunea golfului Baffin, circulă prin strîmtoarea Davis pînă spre coastele Newfoundland-ului, Noii Scoţii şi Noii Anglii.

Atît în Atlanticul de nord, cît şi în Pacificul de nord depresiunile barice islandeză şi aleutină corespund în linii foarte mari cu două centre de circulaţie în sens invers mişcării acelor de ceasornic, alcătuite din curenţi reci arctici şi derive ale vînturilor de vest.

Regiunea antarctică prezintă o schemă relativ simplă a curenților constînd dintr-un singur *curent circumpolar antarctic* care circulă în sensul mișcării acelor de ceasornic, înconjurînd continentul antarctic la 50°—65° latitudine sudică, unde există o întindere continuă de ocean liber.

Oceanografii admit astăzi faptul că circulația oceanică implică deplasări complexe ale unor mase de apă cu temperaturi și salinități diferite. Prezentarea simplificată a curenților de suprafață pe care am făcut-o mai sus nu ține seama de mișcarea acestor mase de apă la diferite adîncimi.

Gheţurile marine

Intensificarea explorării și studierii zonelor situate la latitudini mari de către instituții militare și cercetătorii științifici civili a adus în centrul atenției fenomenul ghețurilor marine plutitoare. Aprovizionarea pe cale maritimă a avanposturilor arctice și antarctice, menținerea unor stații de observare pe mase de gheață plutitoare, ca și cercetările submarine în mările polare, constituie forme de activitate influențate de ghețurile marine.

Oceanograful face deosebire între *gheața marină*, formată prin înghețarea directă a

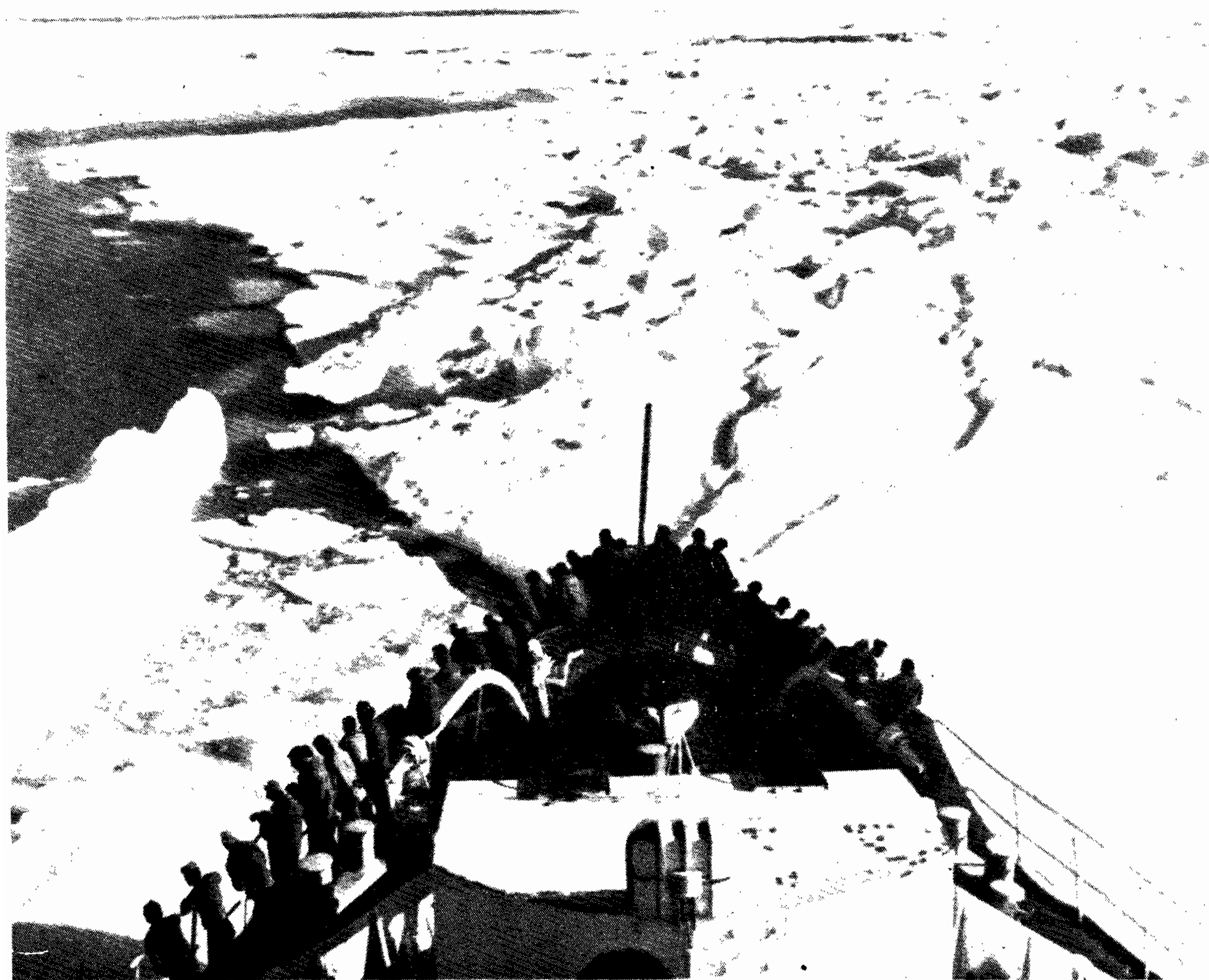


Fig. 10.10 Spărgătorul de gheață american « Northwind » forțează trecerea prin strîmtoarea McClure (insula Banks, Northwest Territory, Canada) la mijlocul lunii august. Spre stînga se vede un canal liber, iar pe diagonală se poate observa o zonă accidentată de ghețuri încălecate (foto *U.S. Coast Guard*).

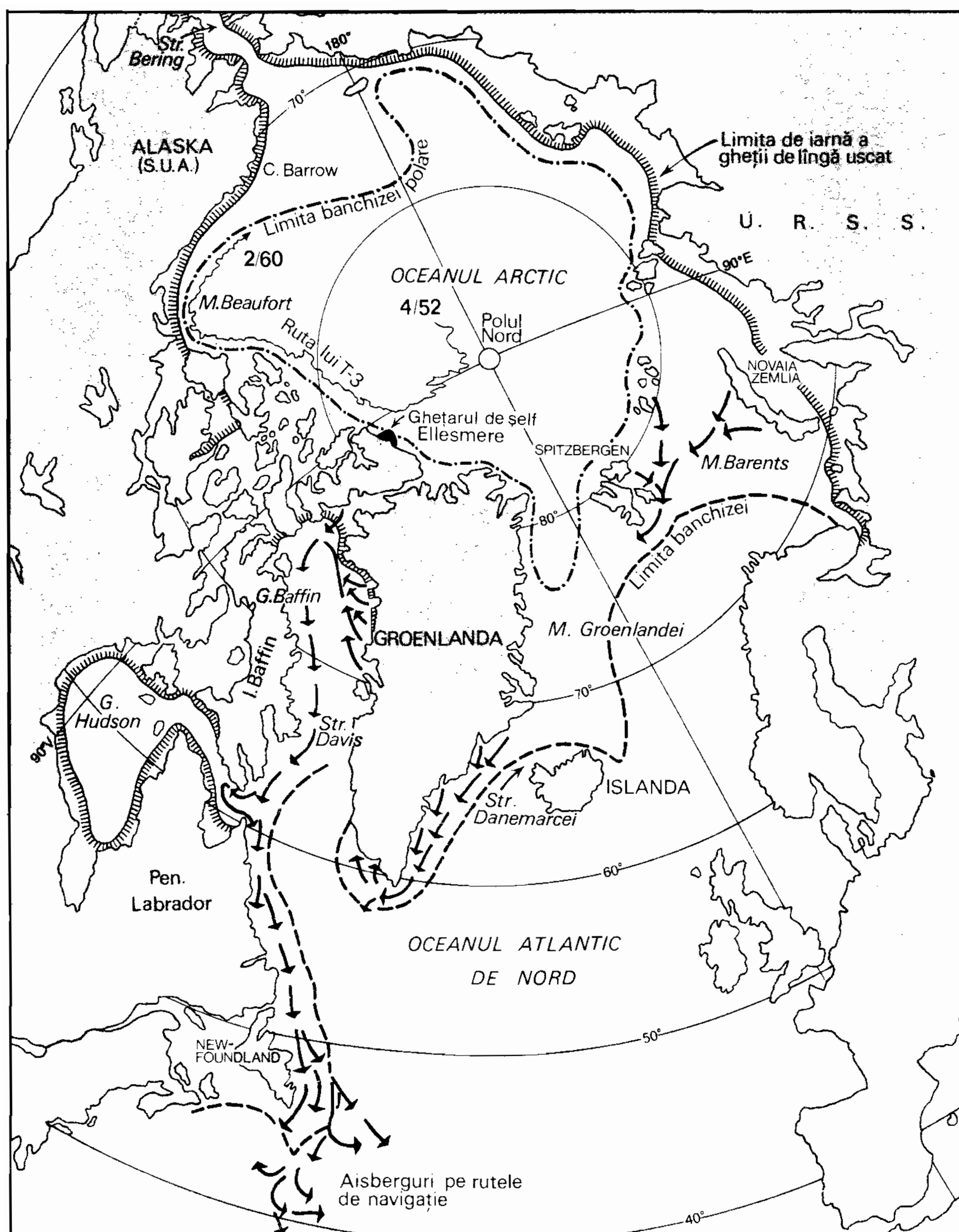


Fig. 10.11 Gheţurile marine din Oceanul Arctic. Săgeţile indică rutele obişnuite ale aisbergurilor. Harta se bazează pe o proiecţie homalosină inclinată (după datele furnizate de Consiliul naţional de cercetări, din A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

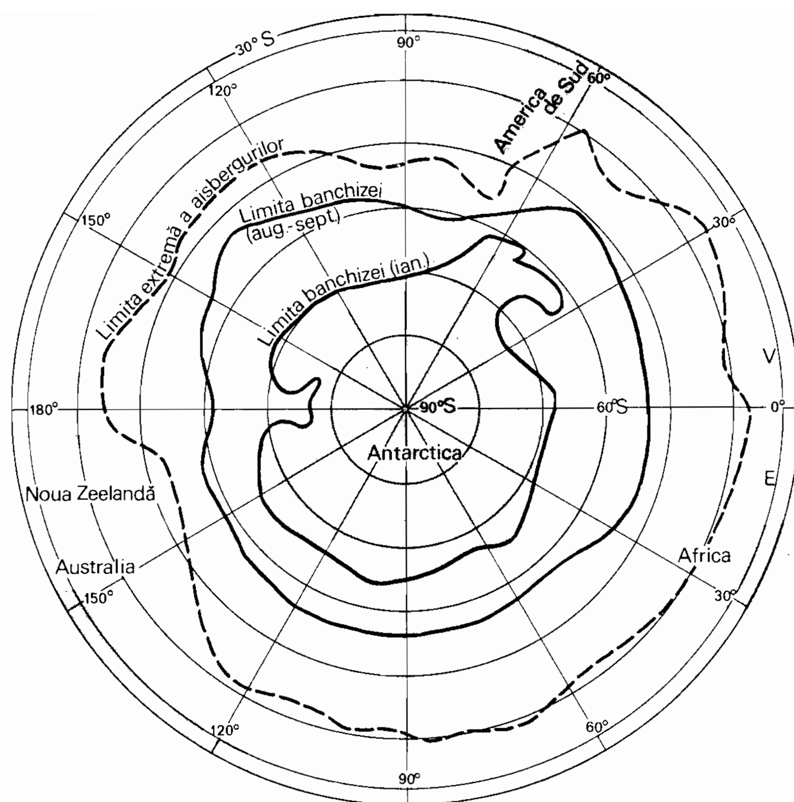


Fig. 10.12 Gheţurile marine din regiunea antarctică (după datele furnizate de *National Academy of Sciences* şi *American Geographical Society;* din A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

apei oceanice şi *aisberguri* şi *insule de gheaţă*, care sînt blocuri de gheaţă terestră detaşate din gheţarii continentali şi din cei situaţi în zona de şelf. În afară de diferenţa de origine, o altă deosebire esenţială între gheaţa marină şi masele plutitoare de gheaţă terestră o constituie grosimea. Gheaţa marină, care începe să se formeze atunci cînd apa de la suprafaţă se răceşte la temperaturi de circa —2°C, nu depăşeşte ca grosime aproximativ 5 m, deoarece, odată cu formarea acestui strat izolator de gheaţă plutitoare, căldura este preluată de la apa subiacentă tot atît de repede cît este cedată în sus.

Banchiza (pack ice) este termenul folosit pentru a denumi gheaţa ce acoperă complet suprafaţa mării (fig. 10.9). Sub acţiunea vîntului şi a curenţilor, banchiza se sparge, formînd *cîmpuri de sloiuri*. Porţiunile înguste de apă liberă dintre cîmpuri se numesc *canale de gheaţă*. Atunci cînd sloiurile sînt îngrămădite de vînt, marginile gheţii se încalecă, formînd creste asemănătoare

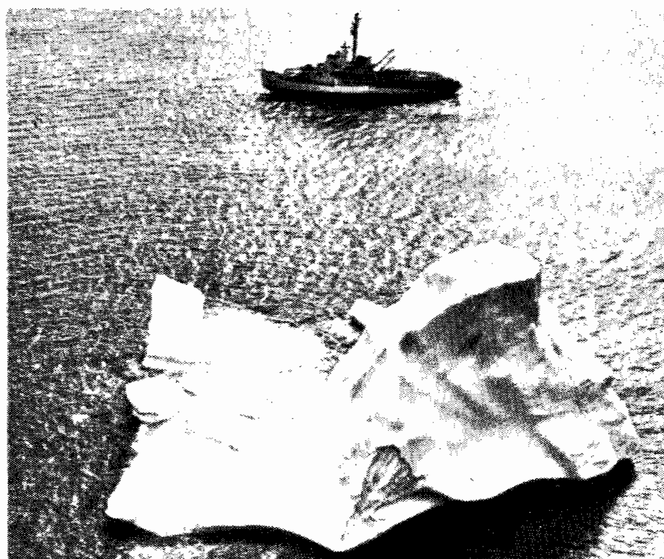


Fig. 10.13 Un enorm aisberg plutind în partea de est a Oceanului Arctic. Comparaţi cu dimensiunile spărgătorului de gheaţă « Eastwind » (foto *U.S. Coast Guard*).



Fig. 10.14 Acest aisberg tabular a fost fotografiat lîngă Bay of Whales (Golful Balenelor) (Little America, Antarctica) în ianuarie 1947 (foto *U.S. Coast Guard*).

zidurilor sau *hummock*-uri, de formă neregulată (fig. 10.10). Mersul pe jos în aceste regiuni este îngreuiat la maximum datorită prezenței unor asemenea obstacole. Zona de suprafață a ghețurilor marine este formată din apă dulce, întrucît sarea a fost eliminată în procesul de îngheț.

Oceanul Arctic, care este înconjurat de mase continentale, este de regulă acoperit de banchiză tot timpul anului, deși vara se formează numeroase canale libere (fig. 10.11). Curentul oceanic relativ cald din Atlanticul de nord menține o zonă liberă de ghețuri de-a lungul coastei nordice a Norvegiei. Situația este complet diferită în regiunea antarctică, unde zona de ghețuri marine este înconjurată de o vastă întindere oceanică liberă către ecuator (fig. 10.12). Deoarece cîmpurile de gheață pot pluti liber în derivă spre nord, către ape mai calde, banchiza antarctică nu depășește 60° latitudine sudică în anotimpul rece. În martie, spre sfîrșitul anotimpului cald, banchiza se reduce la o zonă îngustă în jurul continentului antarctic.

Fig. 10.15 Insula de gheață T.3. Ruta unor asemenea insule este indicată în fig. 10.11 (foto *U.S. Department of Defense*).



Aisbergurile și insulele de gheață

Aisbergurile, formate prin detașarea unor blocuri de gheață din ghețari de vale sau de calotă, pot atinge grosimi de cîteva sute de picioare. Avînd o densitate numai cu puțin mai mică decît cea a apei de mare, aisbergurile plutesc mult afundate în apă, astfel încît circa 5/6 din masa lor se află sub nivelul apei (fig. 10.13). Gheața lor este de apă dulce, firește, fiind formată din zăpadă compactă, recristalizată.

În emisfera nordică, cele mai multe aisberguri provin din promontoriile calotei groenlandeze (fig. 10.11). Ei se deplasează lent spre sud, purtați de curenții Labradorului și Groenlandei, și pot pătrunde în Atlanticul de nord în regiunea Grand Banks din Newfoundland. În Antarctica aisbergurile sînt net deosebite. În timp ce în Atlanticul de nord ele au formă neregulată, prezentînd contururi accidentate deasupra

apei, aisbergurile antarctice sînt de obicei *tabulare*, cu platouri netede și margini abrupte (fig. 10.14). Explicația rezidă în faptul că aisbergurile tabulare reprezintă porțiuni ale ghețarilor de șelf care constituie ample extensiuni plutitoare ale ghețarilor de calotă (cap. 29). Ca dimensiuni, un aisberg tabular mare din Antarctica poate fi lat de zeci de kilometri și gros de peste 600 m, cu pereți de gheață care se ridică la 60—90 m deasupra nivelului mării.

Oarecum înrudite ca origine cu aisbergurile tabulare din Antarctica sînt *insulele de gheață* din Oceanul Arctic (fig. 10.15). Aceste platouri imense de gheață plutitoare pot fi lungi de pînă la 32 km, cu o suprafață de 800 km². Faleza de gheață ce se ridică cu 6—9 m deasupra banchizei înconjurătoare indică o grosime de peste 60 m. Cele cîteva insule de gheață cunoscute sînt probabil desprinse din ghețarii de șelf atașați insulei Ellesmere, la aproximativ 83° latitudine nordică (vezi fig. 10.11). Insulele de gheață se deplasează lent în derivă pe marea polară, iar urmărirea traseului lor dezvăluie numeroase date despre circulația apei în regiunea respectivă. Constituind platforme permanente și solide, insulele de gheață servesc ca bază de cercetări științifice de pe care se pot efectua observații de oceanografie, meteorologie și geofizică pe lungi perioade de timp.

Capitolul 11
Umezeala, norii și precipitațiile

NATURA FIZICĂ ȘI IMPORTANȚA vaporilor de apă din atmosferă au fost deja menționate în capitolele 7 și 8, în care ne-am ocupat de capacitatea vaporilor de apă de a absorbi energia calorică radiantă. Vom discuta acum proporția în care aerul conține vapori de apă, ca și modul în care vaporii de apă se condensează, formînd norii, ceața, ploaia și zăpada.

Cantitatea de vapori de apă prezenți în aer la un moment dat variază amplu dintr-un loc în altul. Ea poate varia de la practic zero în aerul rece și uscat al regiunilor arctice în timpul iernii, pînă la 4—5% din volumul atmosferei în regiunile ecuatoriale calde și umede.

Vaporii de apă pătrund în atmosferă prin evaporarea de pe suprafețele de apă expuse (oceane, lacuri, rîuri sau teren umed). O parte din acești vapori sînt produși de plante, prin transpirație ca o funcție fiziologică (cap. 14). În genere, marile întinderi ale Oceanului planetar și regiunile dens împădurite ale globului constituie vaste suprafețe de pe care se produce evaporarea.

Stările de agregare a apei și căldura

Apa se prezintă sub trei stări de agregare, *solidă* sub forma cristalelor de gheață, *lichidă* și *gazoasă* sub formă de vapori de apă. Din starea gazoasă ea poate trece în stare lichidă prin *condensare* sau, dacă temperatura este sub punctul de îngheț poate trece prin *sublimare* direct în stare solidă, formînd cristale de gheață. Prin *evaporare*, moleculele de apă pot părăsi suprafața lichidului, trecînd în stare gazoasă sub forma vaporilor de apă. Modificarea analoagă din gheață direct în vapori de apă se numește tot sublimare. Pe de altă parte, apa poate trece din stare lichidă în stare solidă *înghețînd* și din starea solidă în stare lichidă *topindu-se*. Toate aceste schimbări ale stării de agregare pot fi reprezentate printr-un triunghi (fig. 11.1), ale cărui colțuri indică cele trei forme de agregare a apei. Săgețile arată cele șase modificări posibile ale stării de agregare.

De mare importanță în meteorologie sînt schimburile de energie calorică ce însoțesc modificările stării de agregare. De pildă, atunci cînd apa se evaporă, căldura perceptibilă pe care o putem simți și măsura cu termometrul, trece într-o formă ascunsă în vaporii de apă, formă ce se numește *căldură latentă de evaporare*. Această schimbare duce

la scăderea temperaturii în restul lichidului. Exemplul cel mai cunoscut este probabil răcirea pielii prin evaporarea transpirației. Aproximativ 600 de calorii trec în forma latentă cu fiecare gram de apă ce se evaporă. În procesul invers al condensării se eliberează o cantitate egală de energie care devine căldură perceptibilă, iar temperatura crește corespunzător. În mod similar, la îngheț se eliberează energie calorică în cantități de aproximativ 80 de calorii/gram de apă, în timp ce la topire se absorb cantități egale de căldură. Această formă se numește *căldură latentă de topire*. Cînd are loc sublimarea, cantitatea de căldură absorbită prin vaporizare sau eliberată prin cristalizare este și mai mare pentru fiecare gram de apă, deoarece căldura latentă de vaporizare se cumulează cu cea de fuziune.

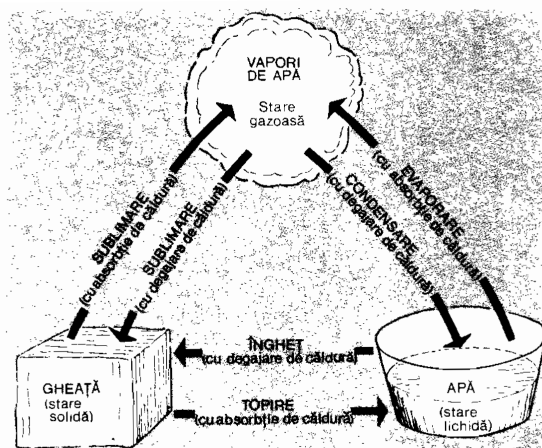


Fig. 11.1 În atmosferă apa poate exista în cele trei stări de agregare (după ***C.A.A. Technical Manual*** **104,** ***U.S. Department Commerce*****).**

Umezeala aerului

Termenul de umezeală se referă la conținutul de vapori de apă din aer. Există o limită bine definită a cantității de vapori de apă din aer pentru fiecare temperatură. Această limită se numește punct de saturație. Proporția vaporilor de apă existenți în aer față de cantitatea maximă posibilă constituie *umezeala relativă*, exprimată în procente. La punctul de saturație umezeala relativă este de 100%. Cînd aerul conține numai jumătate din cantitatea maximă posibilă de vapori umezeala relativă este de 50%, și așa mai departe.

Schimbările în umezeala relativă a aerului se pot produce în două feluri. Dacă există o suprafață de apă expusă, umezeala poate crește prin evaporare. Acesta este un proces lent în care vaporii de apă difuzează ascendent prin aer. Cealaltă cale o constituie schimbările de temperatură. Chiar dacă nu se adaugă alți vapori de apă, scăderea temperaturii duce la creșterea umezelii relative. Acest fenomen este automat și constituie o consecință logică a faptului că capacitatea aerului de a conține vapori de apă s-a redus prin răcire; astfel cantitatea de vapori existentă reprezintă un procentaj mai mare din capacitatea totală a aerului. În mod asemănător, creșterea temperaturii aerului duce la scăderea umezelii relative, chiar și fără micșorarea cantității de vapori de apă. Modul de schimbare a umezelii relative a aerului în funcție de temperatură este ilustrat prin reprezentarea grafică a variației diurne a celor doi parametri (două elemente) (fig. 11.2). Cînd temperatura aerului crește, umezeala sa relativă scade și viceversa.

Un exemplu simplu poate ilustra aceste principii. Într-o anumită localitate temperatura aerului este de 16°C (60°F), iar umezeala sa relativă de 50%. Dacă aerul se încălzește — primind energie radiantă de la Soare și de la suprafața solului — pînă la 30°C (90°F), umezeala relativă scade automat la 20%, ceea ce indică un aer foarte uscat. Dacă aerul se răcește în timpul nopții, temperatura scăzînd la 5°C (40°F), umezeala relativă va crește automat la 100% atingînd punctul de saturație. Orice altă răcire va duce la trecerea surplusului de vapori de apă în formă lichidă prin condensare. Dacă temperatura aerului continuă să scadă, umezeala relativă rămîne de 100%, dar condensarea

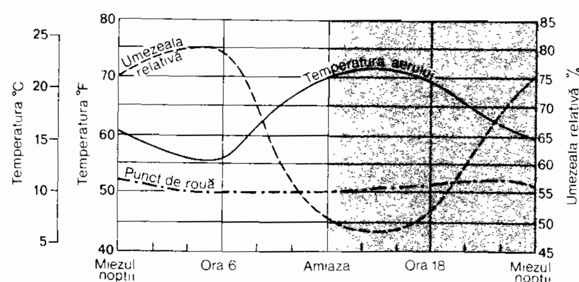


Fig. 11.2 Regimul diurn al umezelii relative variază în raport invers cu cel al temperaturii aerului. Graficul dă valorile medii pentru luna mai la Washington (după ***U.S. Weather Bureau;*** **din A. N. Strahler, «The Earth Sciences», Harper and Row, New York, 1963).**

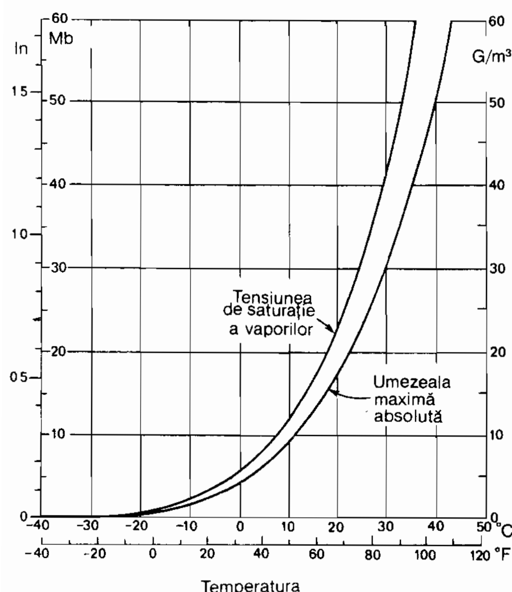


Fig. 11.3 Grafic indicînd cantitatea maximă de vapori de apă pe care o poate conține aerul la o temperatură dată (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

continuă, apa putînd lua forma unor picături minuscule de rouă sau ceață. Cînd temperatura scade sub punctul de îngheț, condensarea ia forma brumei pe suprafețele expuse.

Termenul *punct de rouă (punct de condensare)* desemnează temperatura critică la care aerul este complet saturat și sub care se produce în mod normal condensarea. Un excelent exemplu de condensare prin răcire poate fi întîlnit vara, atunci cînd pe paharele umplute cu apă de la gheață se formează broboane de umezeală. Aerul adiacent suprafeței reci de sticlă se răcește suficient pentru a ajunge sub temperatura punctului de rouă, iar umezeala se condensează pe suprafața paharului.

Pentru a înțelege relațiile dintre temperatura aerului și umezeala sa relativă, putem recurge la o analogie foarte simplă. Dacă introducem în apă un burete obișnuit, el va absorbi umezeala la maximum. Acest proces seamănă cu modul în care aerul își mărește treptat umiditatea pînă la punctul de saturație, dacă se află deasupra unei întinderi de apă și rămîne la o temperatură constantă. Cînd buretele este scos din apă și ținut ușor în mînă, el continuă să rețină apa absorbită. Să ne imaginăm acum că buretele este presat încet. Apa curge afară din el. În mod similar, scăderea temperaturii aerului saturat sub valoarea punctului de rouă determină eliminarea unei părți din conținutul său de umezeală prin condensarea surplusului de vapori de apă. Cînd cea mai mare parte a apei a fost stoarsă din burete, putem lăsa buretele să se destindă, dar fără să mai atingă apa. Acest lucru este analog cu revenirea temperaturii aerului la punctul de plecare, însă fără preluarea altei cantități de apă. Situația de mai sus se întîlnește în regiunile de deșert din interiorul continentelor. Aerul, ca și buretele, reține acum doar o mică parte din conținutul de umezeală maxim posibil. Dacă se răcește din nou, condensarea nu se va mai produce decît atunci cînd temperatura scade sub minimul anterior, după cum nici din burete nu se mai poate stoarce apă fără aplicarea unei presiuni mai mari decît cea anterioară.

Umezeala absolută

Deși umezeala relativă este un indicator important al conținutului vaporilor de apă din aer, ea ne arată doar cantitatea relativă în raport cu o cantitate de saturație. Cantitatea reală de apă din aer este indicată de *umezeala absolută*, adică masa vaporilor de apă conținuți într-un anumit volum de aer. Greutatea se exprimă în grame, iar volumul în metri cubi. Pentru orice temperatură a aerului există o greutate maximă a vaporilor de apă ce pot fi conținuți într-un metru cub de aer (cantitatea de saturație). Figura 11.3 este un grafic ce indică acest conținut maxim de umezeală a aerului pentru o gamă largă de temperaturi.

Într-un anumit sens, umezeala absolută constituie etalonul folosit de geograf în măsurarea unei resurse naturale esențiale: apa. Ea măsoară cantitatea de apă ce poate fi extrasă din atmosferă sub formă de precipitații. Aerul rece nu poate da decît mici cantități de ploaie sau zăpadă; aerul cald, pe de altă parte, poate furniza cantități enorme.

Presiunea vaporilor

În capitolul 7 s-a arătat că greutatea unei coloane de aer contrabalansează coloana de mercur a barometrului și că variațiile de înălțime ale coloanei de mercur măsoară schimbările survenite în presiunea aerului. Atunci cînd aerului uscat și pur i se adaugă vapori de apă, moleculele de apă difuzează

perfect printre celelalte molecule de gaz. Deoarece greutatea moleculară a vaporilor de apă este mai mică decît cea a aerului uscat și pur, aerul umed este mai ușor (mai puțin dens) decît aerul uscat, dacă comparăm volume egale, în condiții de temperatură și presiune egale. Porțiunea din presiunea atmosferică datorată exclusiv vaporilor de apă se numește *tensiunea vaporilor de apă*. În aerul uscat și rece, valoarea acesteia poate fi de numai 0,013 cm (0,05 inci); în aerul foarte cald și umed al regiunilor ecuatoriale ea se poate ridica pînă la 2 cm (0,8 inci). Această ultimă valoare arată că, dacă coloana de mercur are 76,2 cm (30 inci) înălțime, 2 cm (0,8 inci) din această înălțime este contrabalansată de greutatea vaporilor de apă din aer.

În figura 11.3 sînt prezentate valorile maxime posibile ale presiunii vaporilor de apă pentru o gamă de temperaturi ale aerului care variază de la foarte rece la foarte cald. Atît presiunea vaporilor de apă, cît și umezeala absolută a aerului ne indică cantitatea de vapori de apă existentă în aer, deși în moduri oarecum diferite.

Umezeala specifică și raportul de amestec

Unul dintre neajunsurile utilizării umezelii absolute în studiul conținutului de apă din atmosferă este acela că, atunci cînd aerul se ridică sau coboară pe verticală, el suferă schimbări corespunzătoare de volum prin dilatare sau comprimare. Astfel umezeala absolută nu poate rămîne o valoare constantă pentru aceeași masă de aer. În consecință, meteorologia modernă folosește un alt mod de măsurare a conținutului de apă din aer, *umezeala specifică*, care este raportul dintre greutatea vaporilor de apă și greutatea aerului umed (inclusiv vaporii de apă). Umezeala specifică se exprimă în grame de vapori de apă /kilogram de aer umed. Atunci cînd o anumită masă de aer se ridică la înălțimi superioare fără adaos sau pierdere de apă umezeala specifică rămîne constantă cu toate că volumul crește.

Umezeala specifică este adesea folosită în descrierea caracteristicilor de umezeală ale unei mari mase de aer. De pildă, aerul uscat și foarte rece din timpul iernii din regiunile arctice poate avea o umezeală specifică de numai 0,2 g/kg, în timp ce aerul umed și foarte cald al regiunilor tropicale poate conține pînă la 18 g/kg. Intervalul de variație pe glob poate atinge, la limita superioară valori de umezeală specifică de 100—200 or mai mari decît cele de la limita inferioară.

De mare folos pentru meteorologie este și *raportul de amestec*, adică raportul dintre greutatea vaporilor de apă și greutatea aerului uscat (exclusiv vaporii de apă), care se exprimă tot în grame/kilogram. Ca valoare numerică raportul de amestec nu se deosebește prea mult de umezeala specifică.

Figura 11.4 este un grafic în care raportul de amestec mediu este reprezentat față de latitudine. Observăm că aerul cald al regiunilor ecuatoriale conține în mod normal cantități mult mai mari de vapori de apă decît aerul rece al regiunilor arctice și polare. Umezeala relativă urmează totuși o curbă diferită, valorile minime înregistrîndu-se în zona aridă a anticiclonilor subtropicali.

Cum se măsoară umezeala

Umezeala aerului se poate măsura în două feluri. Un instrument numit *higrometru* indică umezeala relativă pe un cadran gradat. Tipurile simple de higrometru folosesc șuvițe de păr uman, care se lungesc sau se scurtează în funcție de umezeala relativă, deplasînd acul pe cadran (fig. 11.5). Înregistrarea continuă a umezelii se poate realiza cu ajutorul *higrografului;* utilizînd același mecanism fundamental ca și higrometrul, higrograful conține o peniță care trasează o înregistrare continuă și automată a umezelii relative pe un tambur rotativ acoperit cu hîrtie.

Psihrometrul-praștie folosește un principiu diferit. Acest instrument se compune dintr-o pereche de termometre montate împreună. Unul este un termometru obișnuit, celălalt are o bucată de pînză umedă înfășurată în jurul rezervorului. Dacă aerul este complet saturat (umezeală relativă 100%) nu se produce evaporare din pînza umedă și ambele termometre vor da citiri identice. Dacă totuși aerul nu este complet saturat, are loc un proces de evaporare ce duce la răcirea termometrului învelit în pînză, care va indica o temperatură inferioară celei citite pe termometrul obișnuit. Întrucît viteza de evaporare depinde de uscăciunea aerului, diferența de temperatură dintre cele două termometre crește pe măsură ce descrește umezeala relativă. Există tabele care indică umezeala relativă pentru o serie de asemenea valori duble de temperatură.

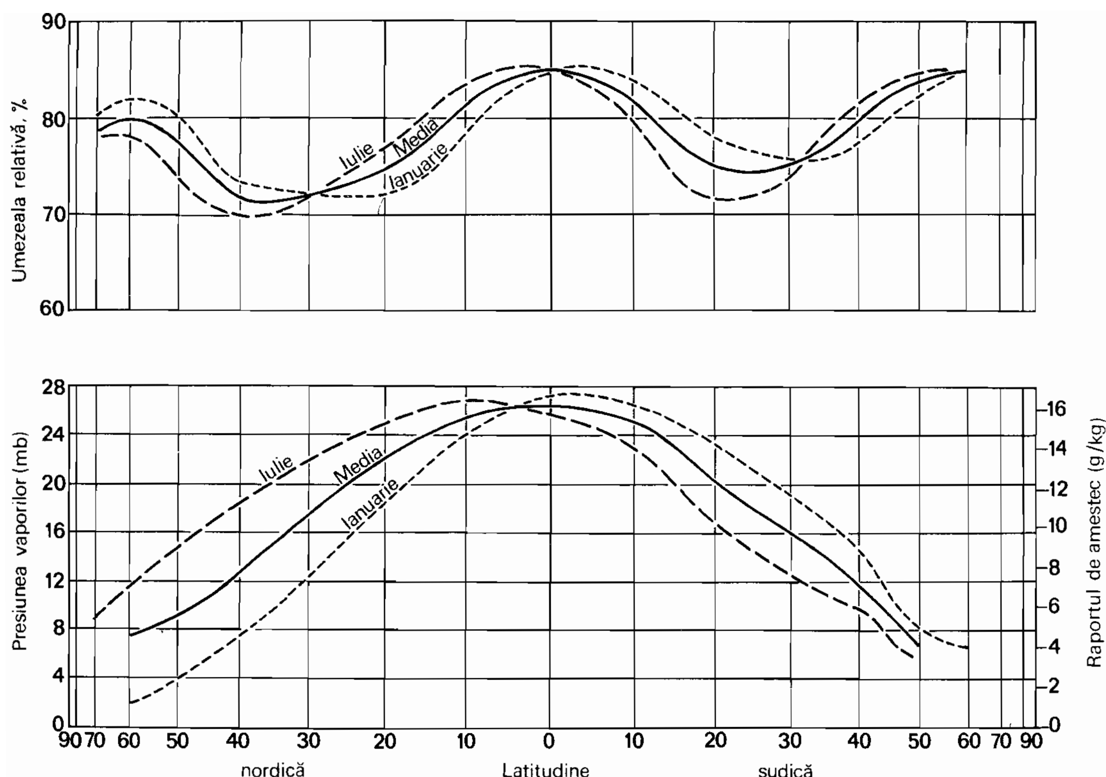


Fig. 11.4 Relația dintre umezeala relativă și latitudine *(sus)* și dintre raportul de amestec și latitudine *(jos)*. Valorile raportului de amestec sînt similare numeric valorilor umezelii specifice (după Haurwitz și Austin, « Climatology », 1944).

Pentru a ne asigura că se produce evaporarea maximă posibilă, cele două termometre sînt atașate, printr-o articulație sau printr-un lanț, la un mîner cu ajutorul căruia le putem roti cu mîna. Alte tipuri dispun de un ventilator care trimite un curent de aer spre termometrul înfășurat în pînză.

Indicele temperatură-umiditate

Mediul ambiant al omului depinde nu numai de temperatura aerului, ci și de umezeala sa relativă, care afectează viteza de evaporare a transpirației și, implicit, viteza de răcire a corpului. La 27°C (80°F) ambianța poate fi foarte plăcută dacă umezeala relativă este de numai 20%, dar foarte neplăcută dacă valoarea acesteia este de 90% sau mai mult. Alți factori sînt viteza de pierdere a căldurii în aer (prin radiația corpului) și viteza vîntului, aceasta din urmă putînd fi neglijată atunci cînd evaluăm confortul personal în încăperi închise. Oficiul meteorologic al S.U.A. a elaborat, după numeroase studii și cercetări, un *indice temperatură-umiditate* (I.T.U.), care măsoară confortul sau lipsa de confort simțită în timpul verii de americanii care lucrează în încăperi fără o circulație rapidă a aerului. Indicele poate fi calculat pe baza uneia din următoarele formule:

$$I.T.U. = 0{,}4\ (T_{uscat} + T_{umed}) + 15$$
$$I.T.U. = 0{,}55\ T_{uscat} + 0{,}2\ T_{rouă} + 17{,}5$$
$$I.T.U. = T_{uscat} - (0{,}55 - 0{,}55\ UR)\ (T_{uscat} - 58)$$

în care T_{uscat} este temperatura aerului citită la termometrul uscat (în grade Fahrenheit), T_{umed} este temperatura aerului citită la termometrul umed (în grade Fahrenheit), $T_{rouă}$ este temperatura punctului de rouă (în grade Fahrenheit), iar UR este umezeala relativă exprimată în fracții zecimale (adică 0,35 în loc de 35%).

Cea de a treia formulă poate fi folosită pe baza informațiilor din buletinele meteorologice locale. Temperaturile citite la termometrul umed și temperatura punctului de rouă nu sînt de regulă cuprinse în buletinele

obişnuite, dar pot fi obţinute cu ajutorul unui psihrometru-praştie.

Interpretarea valorilor indicelui s-a obţinut prin anchetarea statistică a unor persoane care lucrează vara în încăperi. Valori de 60 pînă la 65 sînt în general considerate confortabile. La 75, cel puţin jumătate din persoanele anchetate s-au plîns de lipsă de confort. La 79 doar foarte puţini se mai pot simţi bine. Cînd I.T.U. atinge valori de 80 sau mai mult, este cazul să se închidă birourile pentru ziua respectivă. Lipsa de confort poate fi totuşi atenuată considerabil prin folosirea ventilatoarelor.

Cum se produce condensarea

Ploaia, zăpada, măzărichea şi grindina, denumite laolaltă *precipitaţii*, rezultă numai atunci cînd temperatura unor mase mari de aer scade sub punctul de condensare. Acest lucru nu se poate produce prin simplul proces de răcire a aerului datorită pierderii de căldură prin radiaţie în timpul nopţii, ci este nevoie ca o mare masă de aer să se înalţe la altitudini superioare. Este necesar aici să explicăm un principiu esenţial al meteorologiei.

Una dintre cele mai importante legi meteorologice este aceea că aerul (sau orice alt gaz) care se înalţă suferă o scădere a temperaturii, chiar dacă nu se pierde energie calorică în afară (fig. 11.6). Scăderea temperaturii este provocată de micşorarea presiunii atmosferice la înălţimi mari, ceea ce permite aerului ascendent să se destindă. Moleculele individuale de gaz sînt mai larg difuzate şi nu se mai ciocnesc atît de frecvent, ceea ce face ca gazul să aibă o temperatură sensibil mai mică. Dacă nu se produce condensarea, viteza de scădere a temperaturii, numită *gradient adiabatic uscat* este de aproximativ 1°C la 100 m diferenţă de nivel (5,5°F la 1000 de picioare), iar temperatura punctului de rouă se reduce odată cu ridicarea aerului, şi anume cu 0,2°C la 100 m (1°F la 1 000 picioare). În figura 11.6 scăderea punctului de rouă este denumită *gradientul punctului de rouă*.

Dacă vaporii de apă din aer se condensează, grandiantul adiabatic este mai mic, de circa 0,6°C la 100 m (3,2°F la 1 000 picioare), datorită atenuării parţiale a pierderii de temperatură prin eliberarea de căldură latentă în procesul de condensare. Acest gradient modificat se numeşte *gradient adiabatic umed (gradient adiabatic de saturaţie)* (fig. 11.6). Viteza de răcire adiabatică nu trebuie confundată cu viteza de scădere a temperaturii aerului, pe care am explicat-o în capitolul 7. Viteza de scădere se aplică numai aerului calm, a cărui temperatură este măsurată succesiv la niveluri din ce în ce mai mari.

Diferitele căi pe care mari mase de aer ajung să se înalţe la altitudini superioare sînt tratate detaliat într-unul din paragrafele următoare. Deoarece ploaia, zăpada şi alte forme de precipitaţii sînt precedate de formarea norilor, este de dorit să discutăm mai întîi diversele tipuri de nori şi semnificaţia lor.

Norii

Norii constau din picături minuscule de apă (0,02—0,06 mm în diametru) sau din cristale minuscule de gheaţă, care sînt susţinute de cea mai uşoară mişcare ascendentă a aerului. Pentru formarea picăturilor de apă din nori este necesară existenţa unor particule microscopice de praf care să servească drept centre (nuclee) de conden-

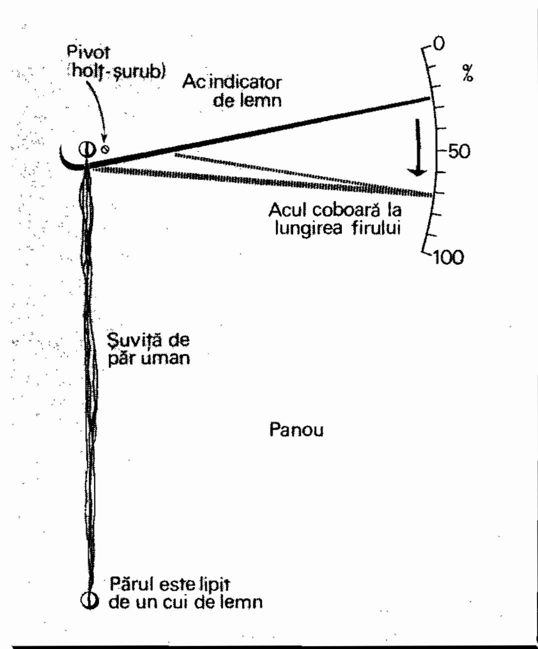


Fig. 11.5 Un higrometru simplu cu fascicol de fire de păr uman.

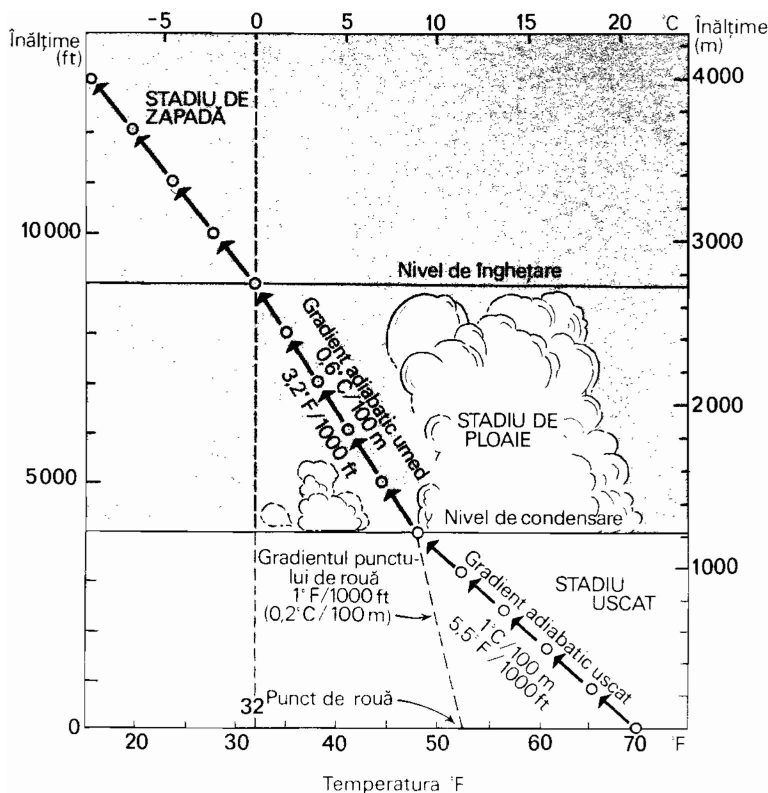


Fig. 11.6 Variația adiabatică a temperaturii într-o masă de aer ascendent (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

sare. În atmosferă se găsesc din abundență particule de praf cu o mare afinitate pentru apă (adică *higroscopice*).

Dacă temperatura aerului este cu mult sub punctul de îngheț norii pot fi formați din mici cristale de gheață. În cantități minuscule, apa poate rămîne lichidă cu mult sub temperatura normală de îngheț. Astfel, picături mici de apă există la temperaturi de pînă la $-12°C$; amestecuri de picături de apă și cristale de gheață pot exista de la $-12°$ pînă la $-30°C$ sau chiar mai jos; sub $-30°C$ predomină cristalele de gheață, iar sub $-40°C$ norul se compune în întregime din gheață. Norii par albi cînd sînt subțiri sau cînd soarele le luminează suprafața exterioară. Cînd sînt groși și denși, norii par cenușii sau negri pe fața inferioară, pur și simplu pentru că aceasta este umbrită.

Putem clasifica tipurile de nori pe baza a două caracteristici: forma generală și altitudinea. Pe baza formei îi putem împărți în două grupe principale: *nori stratiformi* (în straturi) și nori *cumuliformi* (de tip masiv, globular) (fig. 11.7).

Norii stratiformi seamănă cu niște pături acoperind adesea regiuni întinse, dar sînt relativ subțiri în comparație cu dimensiunile orizontale. Acești nori se subîmpart în funcție de nivelul de altitudine la care plutesc. Tipul cel mai înalt îl constituie norii *cirrus*, împreună cu formele înrudite *cirrostratus* și *cirrocumulus* (fig. 11.8, *A* și 11.8, *B*). Ei se află de regulă la altitudinea de 6000 pînă la 12 000 m și sînt compuși din cristale de gheață. Norii cirrus sînt firavi și subțiri, formînd adesea dungi sau fîșii pe întinsul cerului. Ei nu împiedică trecerea razelor de soare sau de lună și, pentru observatorul terestru, par aproape nemișcați. Norii cirrostratus constituie straturi mai compacte, producînd halo-uri în jurul Soarelui și Lunii. Denumirea „cirrocumulus“ se folosește pentru straturile compuse din nori globulari aglomerați, dispuși în grupuri sau șiruri.

La altitudini intermediare, între 2 000 și 6 000 m, se află nori *altostratus* și *altocumulus* (fig. 11.8, *C* și 11.8, *D*). Norii altostratus constituie pături adesea repartizate uniform pe

întreaga suprafață a cerului. Au un aspect cenușiu, de regulă cu fața inferioară netedă, iar soarele apare adesea ca o pată luminoasă în mijlocul norului. Norii altocumulus formează un strat de mase individuale de nori, aglomerate în forme geometrice. Aceste mase sînt albe, ușor cenușii pe părțile umbrite, iar printre ele se poate vedea albastrul cerului. În general, altostratus sînt asociați cu înrăutățirea vremii, în timp ce norii altocumulus caracterizează de obicei condiții meteorologice favorabile.

Grupul norilor joși (de la nivelul solului pînă la 2 000 m) cuprinde norii *stratus*, *nimbostratus* și *stratocumulus*. Norii stratus constituie o pătură densă, de culoare cenușiu închis, care plutește la mică înălțime (fig. 11.8, *E*). Dacă din acești nori cade ploaie sau zăpadă, ei se numesc nimbostratus, prefixul *nimbo* indicînd tocmai faptul că norul produce precipitații. Norii stratocumulus constituie un strat jos, alcătuit din mase distincte printre care se poate vedea cerul. Aceste mase individuale iau adesea forma unor lungi rulouri de nori, dispuse perpendicular pe direcția vîntului și a deplasării sistemului noros (fig. 11.8, *F*). Norii stratocumulus sînt în general asociați cu vreme frumoasă sau în curs de îmbunătățire, deși uneori mase individuale de asemenea nori pot produce rafale de ploaie sau zăpadă.

Ceața este pur și simplu un nor stratus aflat foarte aproape de sol. Un tip de ceață, *ceața de radiație*, însoțește în mod obișnuit inversiunea termică și se formează noaptea, cînd temperatura aerului din stratul inferior scade sub punctul de rouă. Un alt tip, *ceață de advecție*, rezultă din mișcarea aerului cald și umed deasupra unui sol rece sau acoperit cu zăpadă. Cedînd căldură solului, stratul de aer suferă o scădere a temperaturii sub punctul de rouă, ceea ce duce la condensare. Un tip asemănător de ceață de advecție se formează pe oceane, atunci cînd aerul de deasupra unui curent cald pătrunde deasupra unui curent rece învecinat. Aceasta este în mare măsură originea cețurilor de la Grand Banks (insula Newfoundland), unde curentul rece al Labradorului intră în contact cu ape calde provenite din Gulf Stream.

Norii cumuliformi tind să se extindă vertical tot atît de mult cît și orizontal, uneori chiar și mai mult. Norii *cumulus* sînt o masă albă, pufoasă, adesea cu baza plată și cu protuberanțe la suprafață, semănînd oarecum cu o conopidă. Acești nori sînt albi pe partea iluminată de soare, părînd cenușii sau negri pe partea umbrită sau inferioară. Norii cumulus mici sînt asociați cu vreme frumoasă (fig. 11.8, *G*). În alte condiții, pe care le vom discuta mai jos, masele individuale formează nori *cumulonimbus* — nori

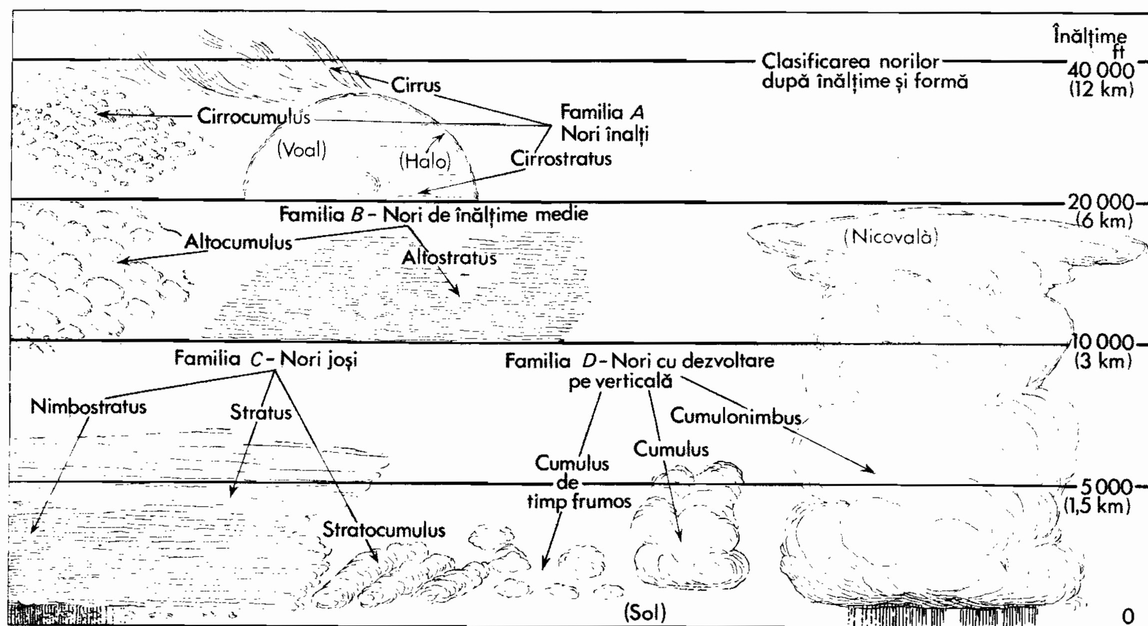


Fig. 11.7 Tipurile de nori sînt grupate în familii, după înălțime și formă.

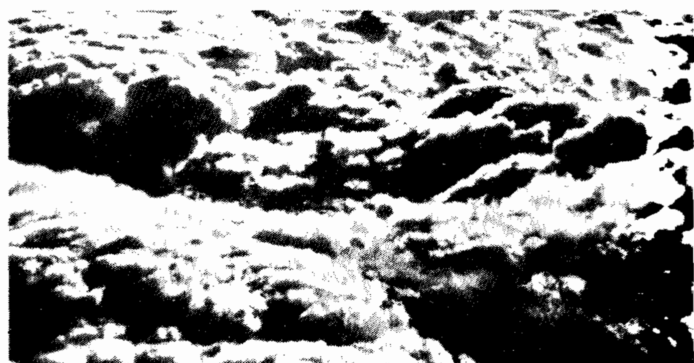

A


B


C


D


E


F

enormi de furtună, care aduc precipitații abundente, descărcări electrice și vînt în rafale (fig. 11.8, *H*). Un nor cumulonimbus mare se poate întinde de la 300—600 m la bază pînă la 9 000—12 000 m altitudine în partea superioară. Văzută de la mare distanță, partea de sus a unui nor cumulonimbus este de un alb imaculat, dar pentru observatorul de pe sol cerul poate părea întunecat aproape ca noaptea. Vom reveni asupra acestui nor în legătură cu furtunile însoțite de descărcări electrice.

Forme de precipitații

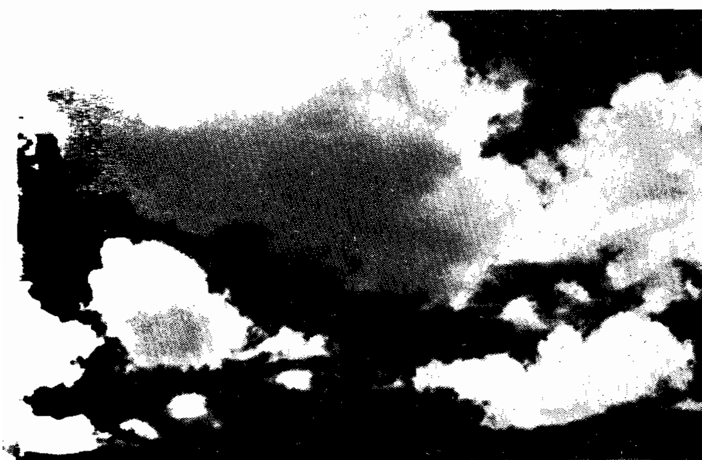
Precipitațiile se formează atunci cînd se produce condensarea rapidă în interiorul unui nor. *Ploaia* rezultă din reunirea unui mare număr de picături minuscule de nor în picături de apă prea mari ca să mai poată rămîne suspendate în aer. Aceste picături pot crește ulterior, ciocnindu-se între ele, ajungînd pînă la 7 mm în diametru; peste această mărime ele sînt instabile și se descompun în picături mai mici. Picăturile sub 0.5 mm în diametru formează ceea ce se numește burniță.

Măzărichea este formată din bobițe de gheață rezultate din înghețarea ploii. Picăturile de ploaie se formează în straturile superioare mai calde, căzînd apoi în straturile inferioare reci.

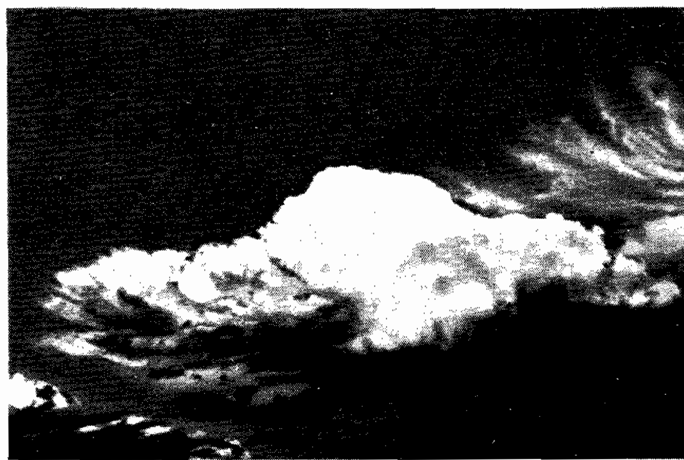
Lapovița este un amestec de ploaie și zăpadă.

Zăpada este formată din mase de cristale de gheață care rezultă direct din vaporii de apă aflați în atmosferă, în regiunile unde temperatura aerului este sub punctul de îngheț. Cristalele de zăpadă, care pot fi prinse pe o suprafață neagră și examinate cu o lupă puternică, sînt de formă plată, exagonală sau prismatică, cu o gamă infinită de variații simetrice (fig. 11.9).

Grindina constă din bucăți rotunjite de gheață, avînd o structură internă în straturi concentrice, oarecum asemănătoare unei cepe. De regulă această gheață nu este transparentă ci are un aspect jivrat. Grindina variază între 0,5 și 5 cm în diametru și poate fi foarte dăunătoare pentru culturile agricole și construcțiile ușoare (fig. 11.10). Grindina cade numai din nori de tip cumulonimbus, în interiorul cărora se află puternici curenți ascendenți de aer. Picăturile de ploaie sînt ridicate la mari altitudini unde îngheață, formînd boabe de gheață, iar apoi cad din nou spre Pămînt, traversînd norul. Suspendate în curenții puter-



G



H

Fig. 11.8 Tipuri de nori:

A, **Nori cirrus în fîșii paralele și fragmente mici; jos se vede o pătură de nori stratus (foto Ray Atkeson);**
B, **Nori cirrocumulus (foto Ray Atkeson);**
C, **Nori altostratus subțiri cu fragmente de nori fractostratus sub ei (foto G. A. Clarke,** *U.S. Weather Bureau*);
D, **Nori altocumulus în benzi paralele (foto Finley);**
E, **Nori stratus, o pătură uniformă situată sub cota vîrfului de deal, cu fîșii de fractostratus vizibile pe fundalul versanților (foto G. A. Clarke,** *U.S. Weather Bureau*);
F, **Nori stratocumulus văzuți de sus (foto Ray Atkeson);**
G, **Nori cumulus de timp frumos (foto David Donoho);**
H, **Nori cumulonimbus. Celula din centru se află în stadiu activ (foto Myron Wood).**

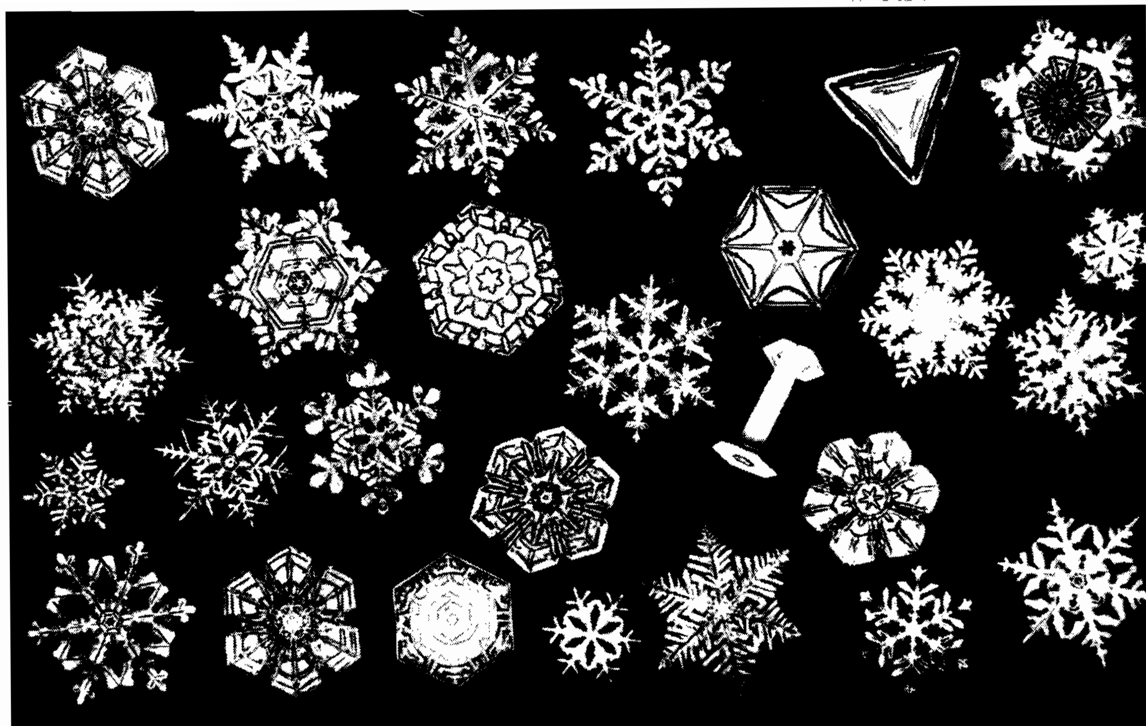


Fig 11.9 Fulgii de zăpadă sînt agregate de mici cristale de gheață hexagonale (foto Ewing Galloway).

nici de aer, boabele de grindină cresc prin acumularea de noi picături de apă care îngheață, cam în felul în care gheața se acumulează la marginea anterioară a aripii unui avion. În cele din urmă bobul de grindină scapă de sub acțiunea curentului de aer și cade pe sol.

Cînd plouă pe o suprafață de teren deasupra căreia se află un strat de aer cu temperaturi sub punctul de îngheț, apa care cade pe sol sau pe alte suprafețe (copaci, case, sîrme) îngheață, formînd un strat transparent de gheață (fig. 11.11). Acest înveliș de gheață se numește *polei*, fenomenul de producere a lui fiind cunoscut sub numele de *ploaie cu polei*. De fapt nu cade gheață propriu-zisă, astfel încît poleiul nu este o formă de precipitație. Ploile cu polei pot provoca mari daune, în special sîrmelor de telefon, de telegraf și de transport a energiei electrice, ca și crengilor de copac. Poleiul face ca șoselele și trotoarele să devină foarte alunecoase.



Fig. 11.10 Grindină, depășind în dimensiuni ouăle de găină (vezi săgeata), căzută la Girard (statul Illinois) la 13 august 1929 (foto *U.S. Weather Bureau*).

Cum se măsoară cantitatea de precipitații

Cantitatea de precipitații se exprimă în general în centimetri sau în inci care cad în unitatea de timp. Un centimetru de precipitații, de pildă, reprezintă acea cantitate suficientă pentru a acoperi solul cu un strat gros de apă de 1 cm în condițiile în care nu se pierde nimic prin scurgere, evaporare sau absorbție în sol. O formă simplă de pluviometru constă dintr-un recipient cu fundul plat și pereții drepți; apa căzută în el într-o anumită perioadă este apoi măsurată. Dacă intervalul de timp este însă lung, rezultatul poate fi puternic modificat de evaporare.

Pe de altă parte, cantitățile foarte mici de precipitații, de pildă 0,25 cm, formează straturi prea subțiri pentru a putea fi măsurate exact. Pentru a evita această dificultate, ca și pentru a reduce pierderea prin evaporare, pluviometrele curente sînt formate dintr-un cilindru la a cărui bază se află o pîlnie ce comunică cu un tub îngust. O cantitate mică de precipitații va umple tubul pînă la o înălțime considerabilă, permițînd astfel o citire ușoară pe scara cu care este prevăzut tubul. Acest tip de pluviometru necesită goliri frecvente (afară de cazul cînd este dotat în acest scop cu un dispozitiv automat de golire).

Căderile de zăpadă se măsoară prin topirea unei coloane-eșantion de zăpadă și reducerea ei la echivalentul în apă. Astfel, înregistrările privind cantitatea de ploaie și de zăpadă pot fi combinate în vederea unor comparații. De regulă un strat de zăpadă de 10 cm echivalează cu un centimetru de apă de ploaie, raportul putînd însă varia de la 30/1 în zăpada foarte afînată pînă la 2/1 în zăpada veche și parțial topită.



Fig. 11.11 Linii telefonice deteriorate și crengi acoperite cu chiciură în statul New York (ianuarie 1943), în urma unei ploi cu polei (foto *U.S. Weather Bureau* și Compania de energie și electricitate a statului New York, Albany, New York).

Condițiile de formare a precipitațiilor

Am arătat în cele de mai sus că precipitațiile se produc atunci cînd aerul care se înalță se răcește adiabatic sub punctul de rouă atît de repede încît determină nu numai formarea norilor, ci și producerea fenomenelor de ploaie, zăpadă sau grindină. Să vedem în continuare, cum se explică ridicarea unor imense mase de aer pînă la mari înălțimi. Acest fenomen se poate realiza pe trei căi: *convectiv*, *orografic* și *ciclonic* sau *frontal*.

Precipitațiile de natură convectivă rezultă dintr-o *celulă de convecție*, care este pur și simplu un curent ascendent de aer cald ce se ridică la altitudini superioare datorită faptului că este mai ușor decît aerul din jur (fig. 11.12). Celula este completată de un curent descendent de aer mai rece și mai dens. Să presupunem că într-o dimineață caldă și senină de vară, soarele strălucește deasupra unei regiuni de cîmpie, parțial împădurită. Terenurile dezgolite, se încălzesc mai rapid și transmit căldură radiantă aerului de deasupra lor. Prin urmare aerul ce se află în dreptul unei suprafețe mai calde se încălzește mai puternic decît aerul din zonele limitrofe și începe să se ridice sub forma unei coloane înalte, cam în felul în care aerul încins și fumul se înalță printr-un horn. Curenții verticali calzi de acest fel sînt folosiți de planoriști pentru obținerea forței de sustentație.

Pe măsură ce se ridică, aerul se răcește adiabatic, astfel încît pînă la urmă el ajunge să aibă aceeași temperatură ca și aerul dimprejur devenind staționar. Totuși, înainte ca acest stadiu să fie atins, aerul se poate răci sub punctul de rouă. Imediat începe procesul de condensare, iar coloana de aer ascendent ia forma unui nor cumulus a cărui bază plată indică nivelul critic deasupra căruia are loc condensarea (fig. 11.12). Vîrful în formă de conopidă al norului reprezintă partea superioară a coloanei de aer cald, care pătrunde în straturile superioare

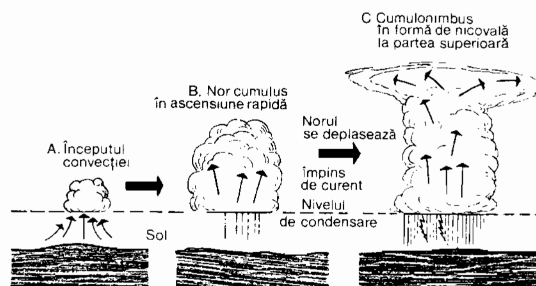


Fig. 11.12 Precipitațiile de natură convectivă pot fi declanșate prin acțiunea căldurii solare și se dezvoltă rapid în mase de aer umed și instabil.

ale atmosferei. Dacă această coloană de convecţie continuă să se dezvolte, norul poate deveni o masă cumulonimbus, adică un nor de furtună, care va produce o ploaie torenţială.

Imaginea descrisă mai sus conţine un neajuns esenţial. Cititorul atent se va întreba de ce convecţia continuă cu vigoare după ce norul s-a mărit într-atîta încît umbreşte solul, sau după ce norul a fost îndepărtat, prin acţiunea vîntului de regiunea de origină, încălzită, de la sol. De fapt, încălzirea inegală a solului a constituit doar factorul declanşator al curentului ascendent spontan, alimentat de energia calorică latentă eliberată prin condensarea vaporilor de apă. Să nu uităm că pentru fiecare gram de apă format prin condensare se eliberează 600 de calorii.

Diagrama din figura 11.13 *A* reprezintă variaţia temperaturii aerului în raport cu altitudinea. Cercurile mici reprezintă o mică masă de aer care este forţată să se înalţe la altitudini superioare, conform gradientului adiabatic uscat, ca în figura 11.6. La dreapta acestei linii se află o linie continuă ce indică temperatura aerului înconjurător; ea este gradientul normal de temperatură, aşa cum apare în figura 7.3. Să presupunem că masa de aer porneşte dintr-un punct de lîngă sol, unde temperatura este de 32°C (90°F). Cînd ajunge la 600 m (2 000 picioare) temperatura masei de aer a scăzut cu circa 6°C (11°F), fiind acum de 26°C (79°F), iar aerul înconjurător este mai rece cu aproximativ 4°C (7°F), avînd o temperatură de 28°C (83°F). Masa de aer va fi deci mai rece decît aerul înconjurător la 600 m (2 000 picioare) şi, dacă nu mai este împinsă în sus, va tinde să recadă spre sol. Aceste condiţii reprezintă aer *stabil*, care de regulă nu produce celule de convecţie, deoarece aerul rezistă la împingerea în sus.

Cînd stratul de aer de lîngă sol este încălzit puternic de soare, viteza de scădere se măreşte (linia continuă are o înclinare mai mică, fig. 11.13,*B*). Masa de aer de lîngă sol începe să se înalţe spontan, deoarece este mai uşoară decît aerul de deasupra suprafeţelor de teren învecinate, care sînt mai puţin încălzite. Deşi se răceşte adiabatic în timpul ascensiunii, la 300 m (1 000 picioare) masa de aer are o temperatură de 29°C (85°F), care este apreciabil superioară celei a aerului calm înconjurător. Ca atare, masa de aer este mai uşoară decît aerul dimprejur şi continuă să se ridice. La 600 m se atinge punctul de rouă şi începe condensarea. Acum masa de aer ascendent se răceşte conform gradientului adiabatic umed care este egal cu 0,6°C la 100 m (3,2°F la 1 000 picioare), deoarece căldura latentă eliberată prin condensare compensează viteza de scădere cauzată de destindere. La 900 m, masa de aer ascendent este încă mai caldă cu cîteva grade decît aerul înconjurător şi îşi continuă ascensiunea liberă.

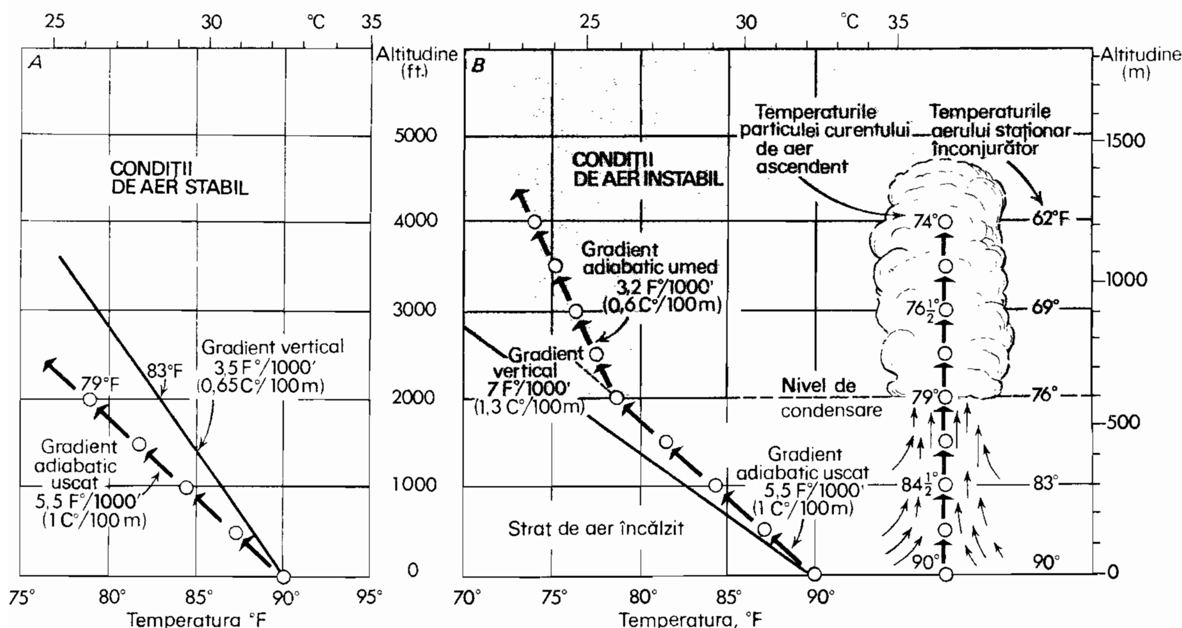


Fig. 11.13 *A*, **Ascensiunea forţată a aerului stabil;** *B*, **Ridicarea spontană a aerului instabil.**

Aerul definit aici ca înălțîndu-se spontan în timpul condensării este *instabil* în privința proprietăților. Într-un asemenea aer curentul ascendent tinde să crească în intensitate cu trecerea timpului, asemănător felului în care un foc de crengi arde din ce în ce mai intens pe măsură ce curentul îi aduce cantități sporite de oxigen. Firește, la înălțimi foarte mari, cînd cea mai mare parte a vaporilor de apă s-au condensat și au căzut sub formă de precipitații, sursa de energie dispare; celula de convecție slăbește și ridicarea aerului pînă la urmă încetează.

Aerul instabil, propice convecției spontane care poate determina precipitații sub forma averselor însoțite de furtuni cu descărcări electrice, se găsește cel mai adesea în regiunile calde și umede, deasupra oceanelor ecuatoriale și tropicale și a suprafețelor de uscat din jurul acestora, pe toată durata anului, iar în zonele de latitudini medii, în anotimpul de vară.

Cel de-al doilea mecanism generator de precipitații se numește *orografic*, ceea ce înseamnă „în legătură cu munții“. Vînturile dominante și alte mase de aer aflate în mișcare pot fi forțate, la un moment dat, să circule deasupra unor lanțuri muntoase (fig. 11.14). Pe măsură ce aerul se ridică de-a lungul versantului, el se răcește cu viteză adiabatică. Dacă răcirea este suficientă, vor lua naștere precipitații. După ce depășește creasta muntelui, aerul începe să coboare pe versantul opus. Acum el trece printr-un proces similar de încălzire adiabatică și, neavînd nici o sursă de umezeală la dispoziție, devine foarte uscat. Pe acest versant al lanțului de munți poate deci exista o zonă de climă uscată, adesea numită *suprafață protejată contra precipitațiilor*. Cîteva din cele mai importante zone aride ale lumii sînt tocmai de acest tip.

Foehn-ul, vîntul uscat și cald din Europa și *chinook*-ul din nord-vestul Statelor Unite, care bat pe versanții adăpostiți de vînt ai unor lanțuri muntoase, pot provoca evaporarea extrem de rapidă a zăpezii sau a umezelii din sol. Aceste vînturi iau naștere din amestecul turbulent al straturilor de aer inferioare și superioare pe partea de sub vînt a munților. Straturile superioare, care au avut de la început puțină umiditate, se usucă și mai mult și se încălzesc în drumul lor spre niveluri inferioare.

O excelentă ilustrare a precipitațiilor orografice și a efectului adăpostirii față de vînt asupra precipitațiilor există în extremitatea vestică a Statelor Unite. Vînturile dominante de vest aduc aer umed din Oceanul Pacific deasupra lanțurilor de coastă din California centrală și de nord și deasupra marelui lanț muntos Sierra Nevada, ale cărui creste se ridică la 4 000 m deasupra nivelului mării (vezi fig. 17.10). Versanții acestor munți expuși vîntului primesc precipitații abundente, care favorizează dezvoltarea marilor păduri de *Sequoia* pe pantele vestice ale munților Sierra Nevada. Ajungînd deasupra versanților răsăriteni abrupți ai Sierrelor, aerul trebuie să coboare pînă aproape de nivelul mării, iar în regiunea Death Valley chiar sub nivelul mării. Încălzirea adiabatică ce se produce, însoțită de scăderea umidității, explică desfășurarea aici a marii zone deșertice a Americii, o fîșie ce poate fi urmărită din California de est pe întreaga suprafață a statului Nevada.

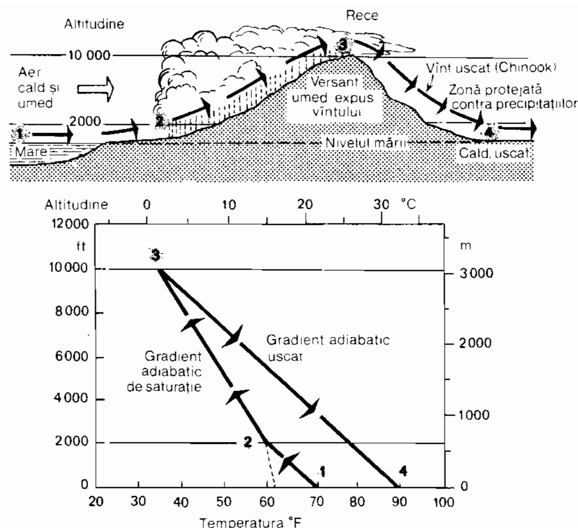


Fig. 11.14 Ascensiunea forțată a maselor de aer oceanic dă naștere la precipitații în partea expusă și la o zonă lipsită de ploi în partea adăpostită (după A. N. Strahler «The Earth Sciences», Harper and Row, New York, 1963).

O mare parte din ploile orografice sînt de tip convectiv, în sensul că iau forma unor puternice averse și furtuni generate de convecția termică sau de ascensiunea forțată a aerului instabil care trece peste barierele muntoase.

Al treilea tip de precipitații este cel *ciclonic*. Acest tip însă nu poate fi pe deplin înțeles pînă ce nu vom aborda furtunile și fronturile ciclonice. Aici vom nota doar că, la latitudinile medii și înalte, o mare parte din precipitații se produc în furtuni ciclonice, sau în centre de joasă presiune aflate

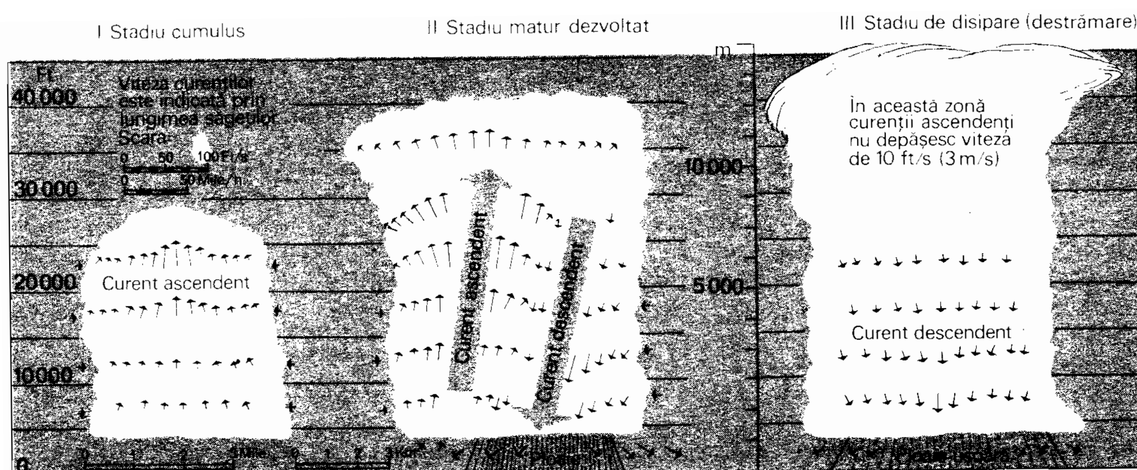


Fig. 11.15 Stadiile de dezvoltare ale unei celule de furtună (după Horace R. Byers, 1949).

în mișcare spre est, în care aerul converge și este forțat să se înalțe.

Furtunile cu descărcări electrice

O furtună cu descărcări electrice este o puternică furtună locală, asociată cu un nor cumulonimbus mare și dens în care există puternici curenți ascendenți de aer (fig. 11.8,*H*). Furtuna, este, în general, însoțită de fulgere și tunete, iar ploaia este scurtă și torențială, adesea avînd caracterul unei ruperi de nori. La începutul furtunii pot lua naștere vînturi violente de suprafață. Furtuna cu descărcări electrice nu este de tipul ciclonic descris în capitolul 12, întrucît nu există un sistem de vînturi dispus în spirală spre interior. Ea poate fi definită mai degrabă ca o furtună cauzată de convecția termică, deoarece este, în esență, un puternic curent ascendent de aer ce se ridică spre înălțimi superioare. Cauza precipitațiilor și a ridicării spontane a aerului a fost explicată atunci cînd am vorbit de aerul instabil și de precipitațiile de natură convectivă.

Dezvoltarea furtunilor cu descărcări electrice este studiată prin folosirea paralelă a avioanelor, a stațiilor meteorologice de pe sol, a stațiilor cu radiosonde și a instalațiilor radar cu mare rază de acțiune. Numeroase furtuni cu descărcări electrice sînt formate din cîteva celule, fiecare celulă fiind un curent ascendent, asociat de regulă cu un curent descendent. Celulele individuale prezintă un ciclu de dezvoltare (vezi fig. 11.15), iar o anumită furtună poate conține celule aflate în stadii de dezvoltare diferite. Primul din cele trei stadii este *stadiul cumulus*, în care celula este un simplu curent ascendent, cu un vîrf de nor ce se înalță continuu. Curentul de aer tinde, în ascensiunea lui, să tragă aer de pe lături. În *stadiul matur* ploaia care cade creează un curent descendent prin frecarea de aer. Ajungînd la sol, unde se împrăștie, acest aer este rece. În momentul ajungerii la sol, curentul descendent dă naștere rafalelor puternice care se observă de obicei înaintea sau la începutul ploii.

La *stadiul de disipare* (de împrăștiere) a celulei de furtună se ajunge atunci cînd curentul descendent s-a împrăștiat în straturile inferioare ale celulei, iar cel ascendent a încetat. Partea superioară a norului are acum forma unei ciuperci sau a unei nicovale și continuă să se etaleze dînd naștere unui nor altostratus sau cirrostratus. În cadrul furtunilor mari și complexe celulele noi se formează pe măsura disipării celor vechi, astfel încît furtuna rămîne în activitate continuă în deplasarea ei regională.

Curentul ascendent principal al unei furtuni cu descărcări electrice poate prezenta o circulație a aerului cu viteze foarte mari. Intensitatea acestei circulații este indicată de faptul că grindina de 8 cm are nevoie de curenți ascendenți de 200 km/oră care s-o țină sus în timpul formării. Curenți ascendenți de 110 km/oră nu sînt un lucru neobișnuit în stadiul de maturitate a furtunii. În general, furtunile cu descărcări electrice au nevoie de aer cald, deoarece numai aerul cald poate conține mari cantități de vapori de apă. În consecință, aceste furtuni sînt

foarte frecvente la latitudini joase, fiind practic necunoscute în regiunile polare. La latitudinile medii, furtunile de acest fel sînt întîlnite mai ales vara.

Putem clasa furtunile cu descărcări electrice în cîteva tipuri, în funcție de mecanismul sau cauza ridicării inițiale a coloanei de aer care declanșează dezvoltarea spontană a furtunii. Un tip obișnuit este *furtuna de natură termică (furtuna din interiorul unei mase de aer)*, care este provocată de convecția termică ce se dezvoltă datorită încălzirii de către soare a pămîntului și a stratului inferior al atmosferei. Acest proces este ilustrat în figura 11.12. Furtunile de acest tip sînt frecvente pe suprafețele acoperite cu aer umed și cald. Ele se produc mai ales după amiaza, cînd temperatura aerului de lîngă sol atinge valori maxime.

În cazul furtunii orografice, aerul este obligat să treacă peste o barieră muntoasă, așa cum se arată în figura 11.14. Dacă acest aer este cald și umed, cu proprietăți instabile, el generează averse violente și furtuni cu descărcări electrice. Acest tip este ilustrat de ploile musonice torențiale din zonele muntoase ale Asiei și din estul peninsulei Indiana. De exemplu, Cherrapunji, o localitate din nord-estul Indiei, situată într-o regiune deluroasă aflată în calea curentului musonic de vară, primește în medie 1 082 cm de precipitații pe an. În regiunea aridă din sud-vestul Statelor Unite, lanțurile muntoase și platourile înalte, izolate primesc vara ploi abundente sub formă de furtuni de origine orografică. Ele sînt acoperite cu păduri bogate, în timp ce regiunile mai joase din jur sînt deșerturi sau zone cu vegetație săracă.

Alte tipuri de furtuni cu descărcări electrice sînt provocate de ridicarea forțată a unui strat de aer cald deasupra unui strat de aer rece. Aceste furtuni, pe care le putem numi *furtuni frontale*, vor fi explicate în capitolul următor.

Repartizarea precipitațiilor pe glob

Cantitatea medie anuală de precipitații pe glob este indicată în planșa 1. Prin punctele cu aceeași medie anuală a precipitațiilor s-au trasat linii numite *izohiete*. Această hartă arată cum se repartizează pe glob cantitatea de precipitații.

Precipitațiile sînt foarte abundente (peste 200 cm) în zona ecuatorială, unde temperaturile ridicate și marile întinderi de ocean asigură enorme cantități de vapori de apă și condiții atmosferice în general instabile. Aceste precipitații sînt aproape în întregime de natură convectivă, deși prezența lanțurilor de munți adaugă local și efectul orografic. Precipitațiile sînt foarte slabe în zonele sau centrele subtropicale de înaltă presiune, datorită mișcărilor descendente ale aerului încălzit adiabatic și supus unui puternic proces de uscare. Deșerturile din Africa de nord, peninsula Arabiei și Iran se află în această zonă, ca și cele din Australia, Africa de sud și de pe coasta vestică a Americii de Sud. Această zonă de ariditate se extinde spre ecuator, pătrunzînd în coridorul alizeelor.

Nu trebuie să ne închipuim că alizeele sînt neapărat vînturi uscate. Acolo unde ele bat dinspre ocean spre regiuni de coastă cu relief deluros sau muntos, ele dau naștere unor precipitații orografice destul de abundente. Exemple în acest sens le oferă America Centrală și insula Madagascar; în ambele regiuni coasta răsăriteană, către care bate vîntul, primește anual peste 200 cm de precipitații.

Pe latura estică a anticiclonilor subtropicali oceanici se află fîșii de coastă uscate, cum ar fi țărmul peruvian din America de Sud și deșertul Kalahari din Africa de sud-vest. Aici aerul coboară din straturile înalte și se încălzește adiabatic (o descriere mai detaliată a deșerturilor situate pe coastele vestice se va da în cap. 15).

Vînturile musonice din Asia influențează în mare măsură precipitațiile în partea sud-estică a acestui continent. Vara, curentul de aer tropical umed ce vine dinspre Oceanul Indian și vestul Pacificului întîlnește mai multe lanțuri de munți, producînd precipitații orografice foarte abundente. Acest lucru este ilustrat de fîșiile înguste cu precipitații de peste 200 cm care coincid cu munții Himalaya în nordul Indiei și cu extensiunile spre sud-est ale acestora în Birmania și peninsula Malacca, ca și cu marginea vestică înaltă a podișului Deccan de-a lungul coastei apusene a Indiei peninsulare. Lanțurile muntoase neregulate din Indonezia primesc precipitații orografice legate de ambele grupe de musoni care bat între Australia și Asia.

La latitudinile medii precipitațiile exprimă clar efectul vînturilor dominante de vest. Între latitudinile de 35° și 60° coastele vestice ale continentelor apar sub forma unor fîșii înguste cu precipitații abundente. Cele mai izbitoare exemple în acest sens le oferă zona

de coastă a provinciei British Columbia și Alaska (în sud-est), în emisfera nordică, și coasta patagoneză din sudul Americii de Sud. În aceste zone, precipitații orografice masive sînt cauzate de munții de coastă, care provoacă ascendența (ridicarea) aerului umed care vine dinspre Oceanul Pacific. Efectul este mai puțin frapant pe coasta atlantică a Europei și a Insulelor Britanice (al căror relief este mai puțin pronunțat), dar el este totuși vizibil. Trebuie să relevăm de asemenea că Noua Zeelandă, situată la sud de 40° latitudine sudică, are zonarea precipitațiilor dinspre vest spre est bine marcată.

În zona vînturilor de vest pe versanții adăpostiți ai lanțurilor de coastă caracterizați prin cantități mici de precipitații s-au format deșerturi. Cea mai bună dovadă o constituie deșertul Marelui Bazin din Nevada, pe care l-am citat mai sus cînd s-a vorbit de principiul de formare a regiunilor adăpostite, cu cantități reduse de precipitații. O relație similară există în extremitatea sudică a Americii de Sud, fără să fie însă tot atît de bine dezvoltată. Chiar și Peninsula Iberică prezintă condiții de semiariditate în jumătatea sa răsăriteană, în comparație cu coasta vestică umedă. Marele continent eurasiatic prezintă în general o ariditate care sporește de la vest spre est, deoarece aerul umed dinspre Oceanul Atlantic pierde din umezeala sa pe măsură ce înaintează spre est, iar aerul tropical umed dinspre Oceanul Indian este blocat de barierele muntoase din sud.

Atît partea răsăriteană a Statelor Unite cît și regiunea răsăriteană a Asiei, care înglobează în mare măsură R. P. Chineză, Japonia și peninsula Coreea, sînt umede, deși se află în partea răsăriteană, adăpostită de vînt, a continentelor respective. Acest fapt se explică prin predominarea maselor de aer umed care în timpul lunilor de vară se deplasează spre nord dinspre oceanele subtropicale în cadrul circulației musonice.

În regiunile arctice, așa cum arată harta, media anuală a precipitațiilor este foarte mică. Aici atmosfera se caracterizează prin temperaturi predominant coborîte și, ca atare, nu conține mari cantități de vapori de apă care să dea naștere la precipitații. În același timp, temperaturile joase reduc evaporarea într-o asemenea măsură, încît vara există din abundență umezeală în sol și apă de suprafață, iar iarna există zăpadă și gheață.

Capitolul 12

Furtuni ciclonice, mase de aer, fronturi meteorologice

FOARTE ADESEA VREMEA SCHIMBĂtoare și înnourată de la latitudinile medii și înalte este asociată cu deplasarea ciclonilor. Convergența maselor de aer către aceste centre este însoțită de ridicarea aerului și de răcirea adiabatică a acestuia care, la rîndul lor, produc înnourări și precipitații. Prin contrast, vremea frumoasă și însorită este adesea asociată cu deplasarea anticiclonilor. În acest caz aerul tinde să coboare și să se răspîndească, producînd o încălzire adiabatică, care nu permite dezvoltarea norilor și a precipitațiilor.

Ciclonii pot fi de intensitate foarte mică însoțiți de o simplă perioadă de înnourare, sau de ploaie și zăpadă slabă. Pe de altă parte, dacă gradientul baric este puternic, ciclonul poate fi întovărășit de vînturi de tărie moderată pînă la puternică. Astfel de fenomene poartă numele de *furtuni ciclonice.*

Ciclonii migratori se împart în trei categorii generale: *ciclonul extratropical (ciclonul de latitudine medie)*, caracteristic latitudinilor medii și înalte. El poate varia de la o ușoară perturbație atmosferică pînă la o furtună puternică; *ciclonul tropical*, se întîlnește la latitudini joase, deasupra întinderilor de ocean. El poate varia de la o vreme ușor agitată pînă la distrugătorul *uragan* sau *taifun; tornada*, deși este o furtună de proporții foarte reduse, reprezintă un vîrtej ciclonic cu vînturi extrem de puternice. Ea este mult mai mică decît celelalte tipuri de cicloni și va fi tratată separat.

Furtuna cu descărcări electrice (vezi cap. 11) este o perturbație locală, asociată cu un mare nor cumulonimbus în care se produce o ridicare convectivă rapidă a aerului. Ea nu prezintă un circuit ciclonic spiral al vînturilor. Într-o singură furtună ciclonică se pot produce numeroase furtuni cu descărcări electrice, iar uneori în aceste furtuni se dezvoltă simultan tornade.

Migrația centrelor de joasă și de înaltă presiune

Încă înainte de elaborarea teoriei meteorologice moderne se știa că la latitudinile medii, între 35° și 65° latitudine nordică și sudică, schimbările vremii sînt asociate cu deplasarea centrelor de joasă și înaltă presiune atmosferică, care poate fi trasată pe harta sinoptică și urmărită pe ruta ei zilnică spre est.

Centrele de joasă presiune (ciclonii) reprezintă zone cu presiune scăzută și cu o circu-

lație a aerului în sensul invers acelor de ceasornic (în emisfera nordică). Ei sînt exprimați grafic prin izobare concentrice de formă ovală, de regulă alungite pe o axă NE-SV. Ciclonii se deplasează în medie cu 40—50 km pe oră și au 800—1 600 km în diametru. Înnourările și precipitațiile sînt în general situate în jumătatea estică sau sud-estică, porțiunea nord-vestică fiind de obicei o zonă cu vreme în curs de îmbunătățire.

Între ciclonii succesivi apar anticiclonii (centre de înaltă presiune), care aduc vreme răcoroasă și senină, cu aer mult mai puțin umed decît în cazul ciclonilor. Pe teritoriul Statelor Unite, anticiclonii vin de regulă dinspre nord, în timp ce ciclonii se formează cel mai adesea în regiunile sudice și se deplasează spre nord-est, deși există numeroase excepții.

Folosind hărți sinoptice periodice care indică pozițiile ciclonilor și ale anticiclonilor, meteorologii experimentați, care au ajuns să cunoască, după mulți ani de observații, comportamentul ciclonilor, pot formula prognoze meteorologice corecte. Se știe, de pildă, că ciclonii urmează anumite trasee, cum ar fi valea fluviului Sf. Laurențiu.

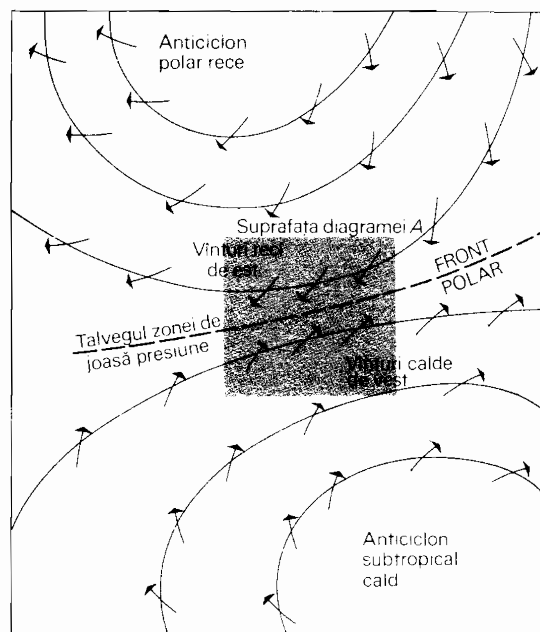


Fig. 12.1 Culoarul depresionar (talvegul) dintre două regiuni de mare presiune atmosferică este o zonă favorabilă dezvoltării unui ciclon.

Teoria ondulatorie a ciclonilor

O analiză sumară a vremii, cum este cea de mai sus, lasă multe lucruri neexplicate. În timpul primului război mondial, un meteorolog norvegian, J. Bjerknes, a emis o nouă teorie destinată să explice mișcările ciclonilor extratropicali și ale anticiclonilor. La latitudinile medii există o zonă de contact între aerul rece de origine arctică sau polară și aerul cald de origine subtropicală. Această zonă fluctuantă de contact a primit numele de *front polar* (fig. 12.1). Termenul de *masă de aer* se aplică oricărei porțiuni întinse din atmosfera inferioară cu condiții de temperatură și umiditate relativ uniforme. Putem spune deci că un front separă două mase de aer cu proprietăți diferite.

Termenul de front, folosit de Bjerknes, i-a fost sugerat de asemănarea acestei trăsături meteorologice cu fronturile de luptă de atunci din partea vestică a continentului. Tot așa cum vaste armate se ciocnesc de-a lungul unui front bine definit care se deplasează înainte și înapoi, masele de aer rece polar intră în contact cu aerul umed și cald provenit din regiunile subtropicale. În loc de a se amesteca liber, aceste mase de aer cu caracteristici diferite rămîn separate de-a lungul frontului polar, însă, ele intră în interacțiune, formînd mari volute a căror structură amintește de forma unui val marin văzut în secțiune transversală.

O serie de diagrame individuale (fig. 12.2) prezintă diferitele stadii din viața unui ciclon extratropical (de latitudine medie). La început, frontul polar este doar o graniță uniformă de-a lungul căreia se deplasează în direcții opuse mase de aer cu proprietăți diferite. În blocdiagrama *A* din figura 12.2 frontul polar prezintă o proeminență (undă), care începe să se formeze. Aerul rece se îndreaptă către sud, iar cel cald către nord, ca și cum fiecare ar voi să pătrundă pe teritoriul celuilalt. Situația ne amintește de două persoane care trec în sensuri inverse printr-o ușă turnantă. Pivotînd pe un ax central, ușa permite fiecăreia să treacă în spațiul eliberat de cealaltă. Este cazul acum să părăsim pentru moment blocdiagramele din figura 12.2 pentru a vedea ce se întîmplă atunci cînd aerul rece pătrunde într-o zonă de aer cald și viceversa.

Fronturi calde și reci

Structura unei zone de contact frontal, în care aerul rece invadează regiunea cu aer

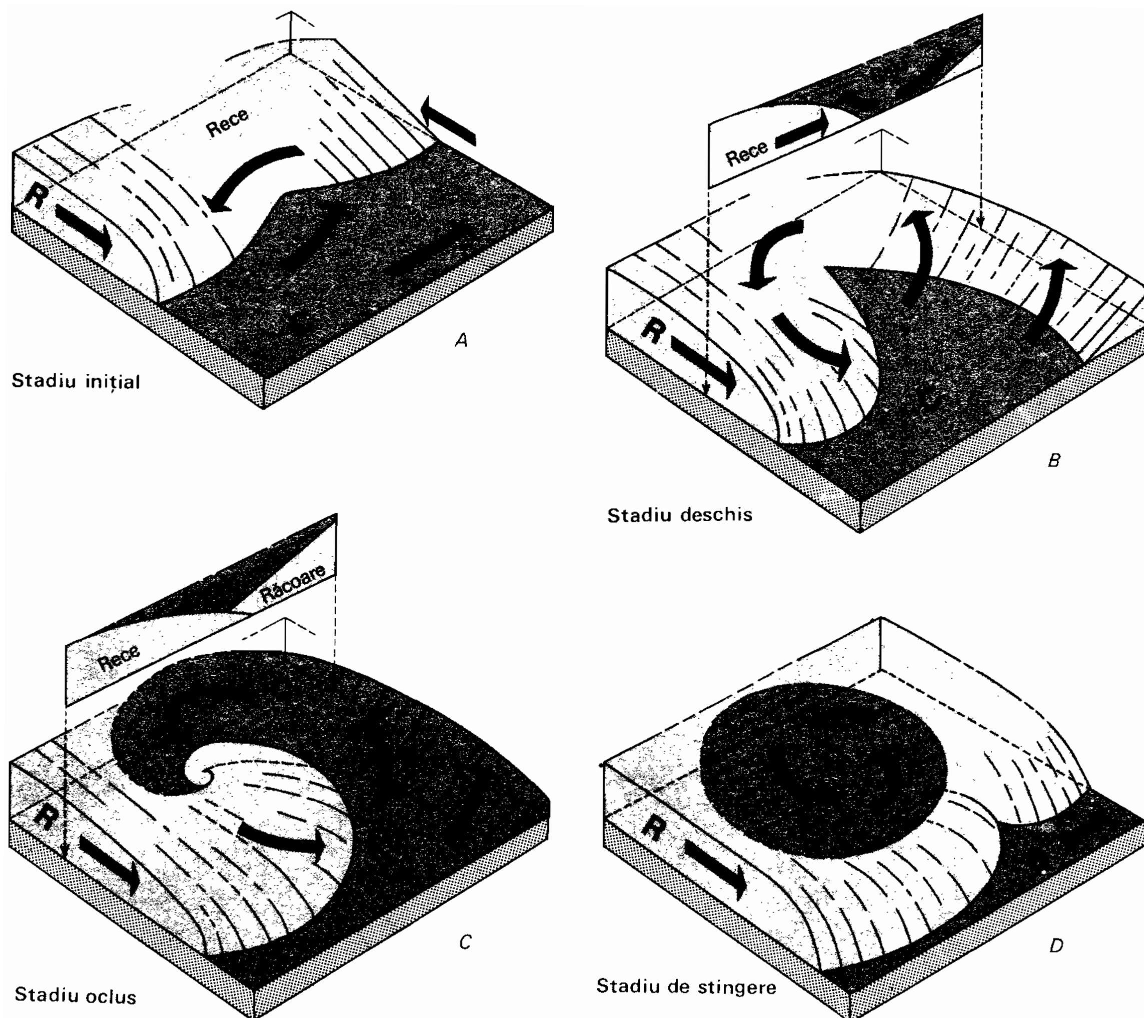


Fig. 12.2 Cele patru stadii de dezvoltare a unui ciclon la latitudini medii.

cald, este ilustrată în figura 12.3. Un front de acest fel se numește *front rece.* Masa de aer rece, care este mai grea, rămîne în contact cu solul și obligă masa de aer cald să se ridice deasupra ei. Panta suprafeței frontului rece este mult exagerată în figura 12.3, fiind în realitate de ordinul 1/40 la 1/80 (ceea ce înseamnă că înclinarea crește pe verticală cu 1 m la fiecare 80 de m de distanță orizontală). Fronturile reci sînt asociate cu puternice perturbații atmosferice, întrucît aerul dislocat (cald) care se ridică dă naștere adesea unor furtuni violente. În anumite cazuri aceste furtuni violente au loc pe o linie situată cu mult înaintea frontului rece, *linia de vijelie* (fig. 12.4). Aceste linii de furtună pot fi observate pe ecranele radar (fig. 12.5).

Figura 12.6 ilustrează un *front cald,* în care masa de aer cald se deplasează într-o regiune de aer mai rece. Și aici masa de aer rece rămîne în contact cu solul, iar aerul cald este obligat să se înalțe ca și cum ar urca pe o rampă lungă. Fronturile calde au pante mai mici decît fronturile reci, de ordinul 1/80 pînă la 1/200. În plus, fronturile calde sînt de regulă însoțite de condiții atmosferice stabile, neprezentînd turbulențele de aer ce caracterizează fronturile reci. Firește, dacă aerul cald este instabil, el va genera celule de convecție, care vor produce averse puternice și furtuni însoțite de descărcări electrice. Putem adăuga acum la lista tipurilor de furtuni descrisă în capitolul 11, furtunile ce își au originea în fronturile reci și calde.

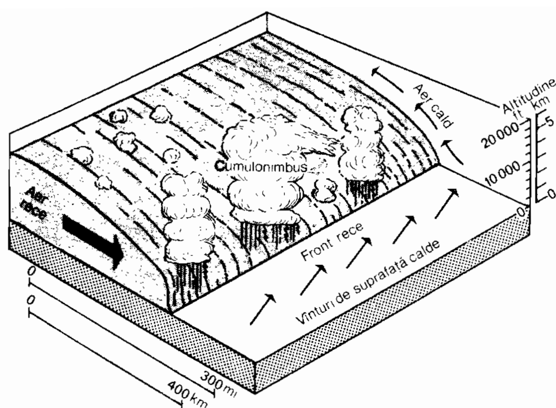


Fig. 12.3 Prin pătrunderea aerului rece sub cel cald se formează un front rece.

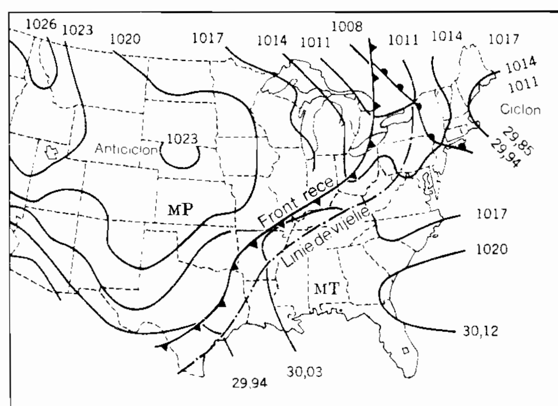


Fig. 12.4 O linie de vijelie, de-a lungul căreia se produc furtuni violente, precede uneori un front rece. Zonele hașurate reprezintă precipitații recente (după *U.S. Weather Bureau* **— Harta meteorologică zilnică).**

Fronturile reci se mișcă, de obicei, de-a lungul solului cu o viteză superioară celei a fronturilor calde. Ca atare, cînd ambele tipuri se află în aceeași regiune, așa cum se întîmplă în cazul furtunilor ciclonice, frontul rece poate depăși frontul cald, rezultînd o combinație curioasă, care se numește *front oclus* (fig. 12.7). Aerul mai rece al frontului rece, care se deplasează rapid, rămîne lîngă sol, obligînd atît aerul cald cît și aerul mai puțin rece să se înalțe deasupra lui. Masa de aer cald este complet desprinsă de sol. Vom introduce acum relațiile dintre fronturile calde, reci și ocluse în ciclul de dezvoltare a ciclonului.

În figura 12.2,*B*, perturbația în formă de undă de-a lungul frontului polar s-a adîncit și s-a intensificat. Aerul rece din cadrul frontului cald este acum împins activ spre sud de-a lungul unui front rece, în timp ce aerul cald din cadrul aceluiași front se deplasează activ spre nord-est de-a lungul unui front cald. Fiecare front este convex pe direcția de deplasare. Zona de precipitații este acum considerabilă, fiind mai lată de-a lungul frontului cald. Într-un stadiu ulterior, frontul rece, care se deplasează mai rapid, a redus zona de aer cald la un sector îngust. În blocdiagrama *C*, frontul rece a depășit frontul cald, formînd un front oclus și obligînd masa de aer cald să se desprindă de sol (în acest mod ea este izolată de regiunea sursă dinspre sud). Sursa de umezeală și energie fiind astfel blocată, furtuna ciclonică se stinge treptat și frontul polar își reia forma inițială (Blocdiagrama *D*).

Reprezentarea ciclonilor pe harta sinoptică zilnică

O serie de alte detalii și caracteristici ale unui ciclon în undă sînt ilustrate în figura 12.8 care reprezintă două hărți sinoptice. Acestea sînt copiate, cu ușoare modificări, după hărțile zilnice pentru 3 și 4 aprilie 1963 ale Oficiului meteorologic al S.U.A. Harta *A* prezintă un ciclon aflat într-un stadiu aproximativ echivalent cu cel din blocdiagrama *B* din figura 12.2. Furtuna este centrată deasupra părții vestice a statului Minnesota și se deplasează spre nord-est. Observăm următoarele aspecte: *(a)* izobarele centrului de joasă presiune sînt închise, avînd o configurație ovală; *(b)* izobarele formează un unghi ascuțit în punctul de intersecție cu frontul rece; *(c)* direcțiile vînturilor indicate prin săgeți formează un unghi cu orientarea izobarelor, avînd configurația unei spirale spre interior, în sens invers mișcării acelor de ceasornic; *(d)* în sectorul de aer cald se produce o curgere spre nord a aerului tropical în direcția frontului cald; *(e)* există o modificare bruscă a direcției vîntului care însoțește trecerea frontului rece, așa cum se vede din direcțiile foarte diferite ale vîntului în stațiunile situate aproape de frontul rece, dar de părți opuse ale acestuia; *(f)* există o scădere marcată a temperaturii care însoțește trecerea frontului rece, așa cum rezultă din diferențele de temperatură ale stațiunilor aflate de ambele părți ale acestui front; *(g)* precipitațiile, indicate prin hașurare, acoperă o zonă largă în apropierea frontului cald și în partea centrală a ciclonului, extinzîndu-se sub forma unei benzi subțiri de-a lungul frontului

rece; *(h)* nebulozitatea, indicată prin gradul de înnegrire al cercurilor ce reprezintă stațiunile este maximă în sectorul cald și în porțiunea nord-estică a ciclonului, în timp ce porțiunea vestică este practic senină; *(i)* ciclonul este urmat în vest de un anticiclon în care predomină temperaturi joase și cer senin; *(j)* izoterma de 0°C (32°F) intersectează ciclonul în diagonală de la nord-est spre sud-vest, arătînd că porțiunea sud-estică este mai caldă decît cea nord-vestică.

O secțiune transversală prin harta *A* de-a lungul liniei *A-A'* ne indică relațiile dintre fronturi și nori. De-a lungul frontului cald se află o zonă întinsă de nori stratiformi. Aceștia iau aspectul unei pene a cărei margine anterioară subțire este formată din nori cirrus. Spre vest pana se îngroașă, devenind altostratus, apoi stratus și în cele din urmă nimbostratus, cu ploaie continuă. În sectorul masei de aer cald cerul poate fi parțial senin, cu nori cumulus împrăștiați. De-a lungul frontului rece pe o fîșie îngustă se produc furtuni violente însoțite de descărcări electrice și ploi torențiale, însă de scurtă durată.

Cea de-a doua hartă sinoptică, harta *B*, ilustrează condițiile meteorologice după 24 ore. Ciclonul s-a deplasat rapid spre nord-est, trecînd în Canada; drumul lui este indicat printr-o linie ce poartă numele de traiectoria furtunii. Centrul perturbației atmosferice s-a deplasat cu aproximativ 1 300 km în 24 ore, deci cu o viteză de peste 65 km/oră. Ciclonul a devenit oclus. Un front oclus înlocuiește acum fronturile separate rece și cald în porțiunea centrală a perturbației. Zona de înaltă presiune, o limbă de aer rece polar, a pătruns în vestul și sudul ciclonului, iar frontul rece trece deasupra statelor răsăritene și celor de pe coasta golfului Mexic. În interiorul izobarelor închise din jurul anticiclonului, cerul este senin, iar vînturile sînt slabe. Încă o zi și furtuna va ajunge deasupra mării, lăsînd în răsăritul Statelor Unite o vreme rece dar senină. Secțiunea transversală din partea de jos a hărții prezintă condițiile existente de-a lungul liniei *B-B'*, care intersectează porțiunea oclusă a ciclonului. Observăm că masa de aer cald continuă să fie ridicată și că din ea cad precipitații abundente.

Observații îndelungi asupra mișcării ciclonilor și anticiclonilor au dezvăluit existența anumitor traiectorii de predilecție. În cazul Statelor Unite, vom nota că, în timp ce unele furtuni ciclonice traversează întregul teritoriu al S.U.A., venind din puncte de

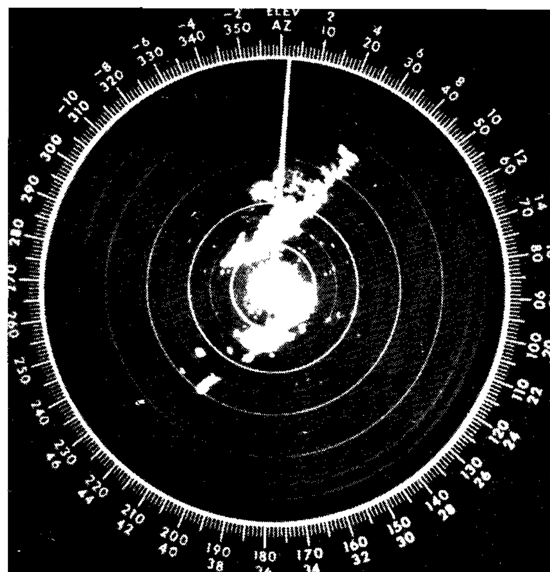


Fig. 12.5 Ecran radar pe care se văd liniile de furtună sub forma unor pete luminoase. Cercurile concentrice groase sînt spațiate la intervale de 80 km (foto *U.S. Weather Bureau*).

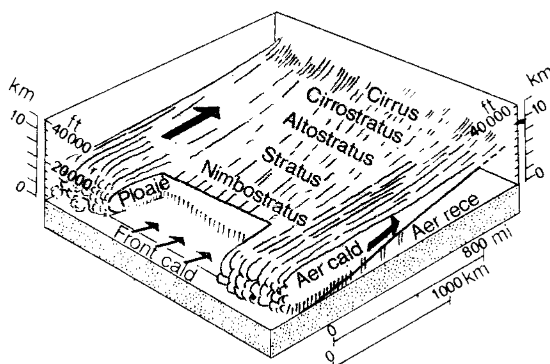


Fig. 12.6 Front cald format prin alunecarea unei pene de aer cald peste o masă de aer mai rece.

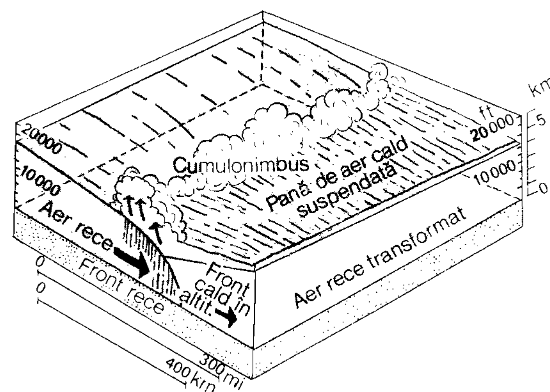


Fig. 12.7 În acest front cald oclus pana de aer cald s-a desprins de sol.

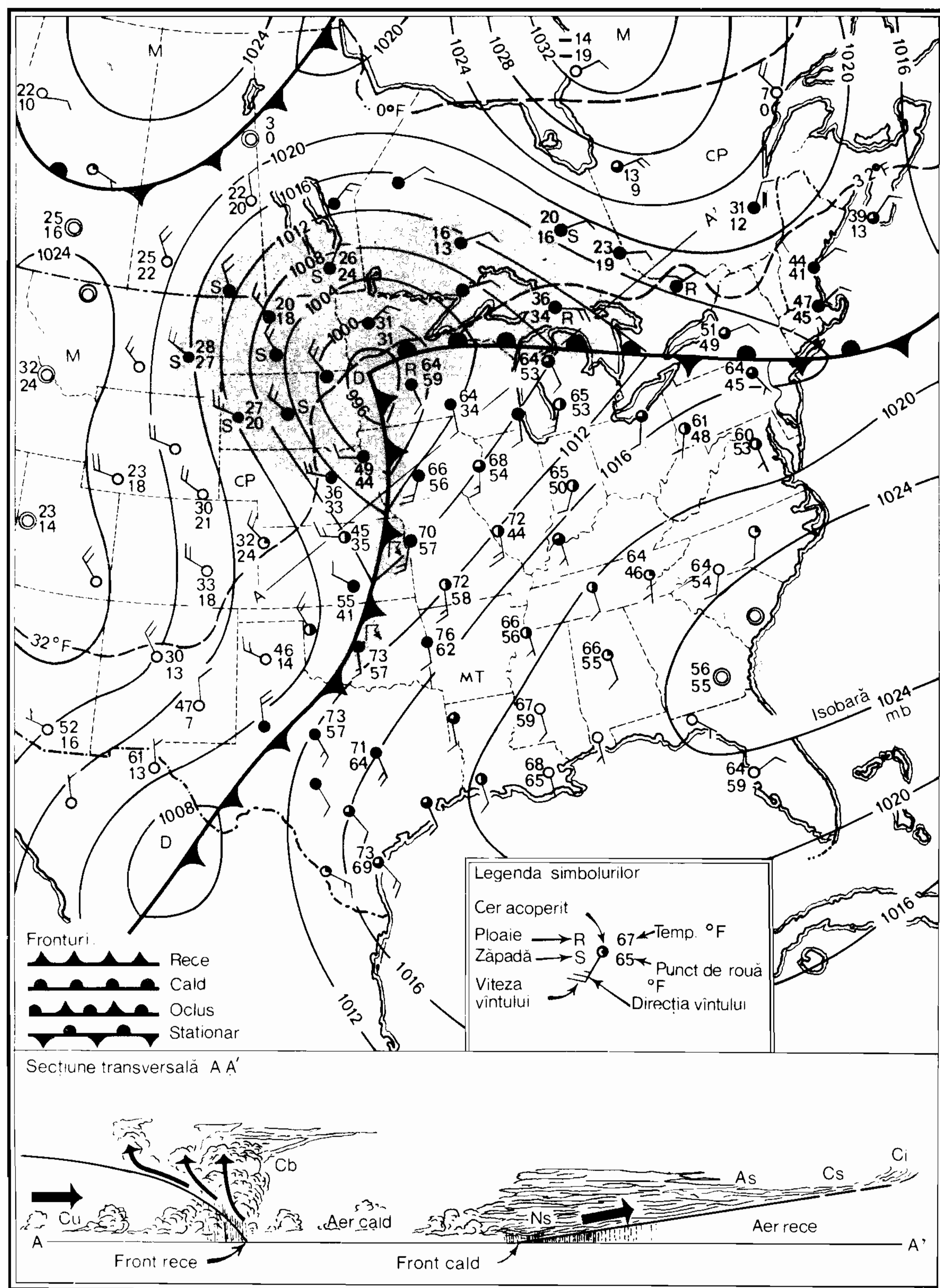
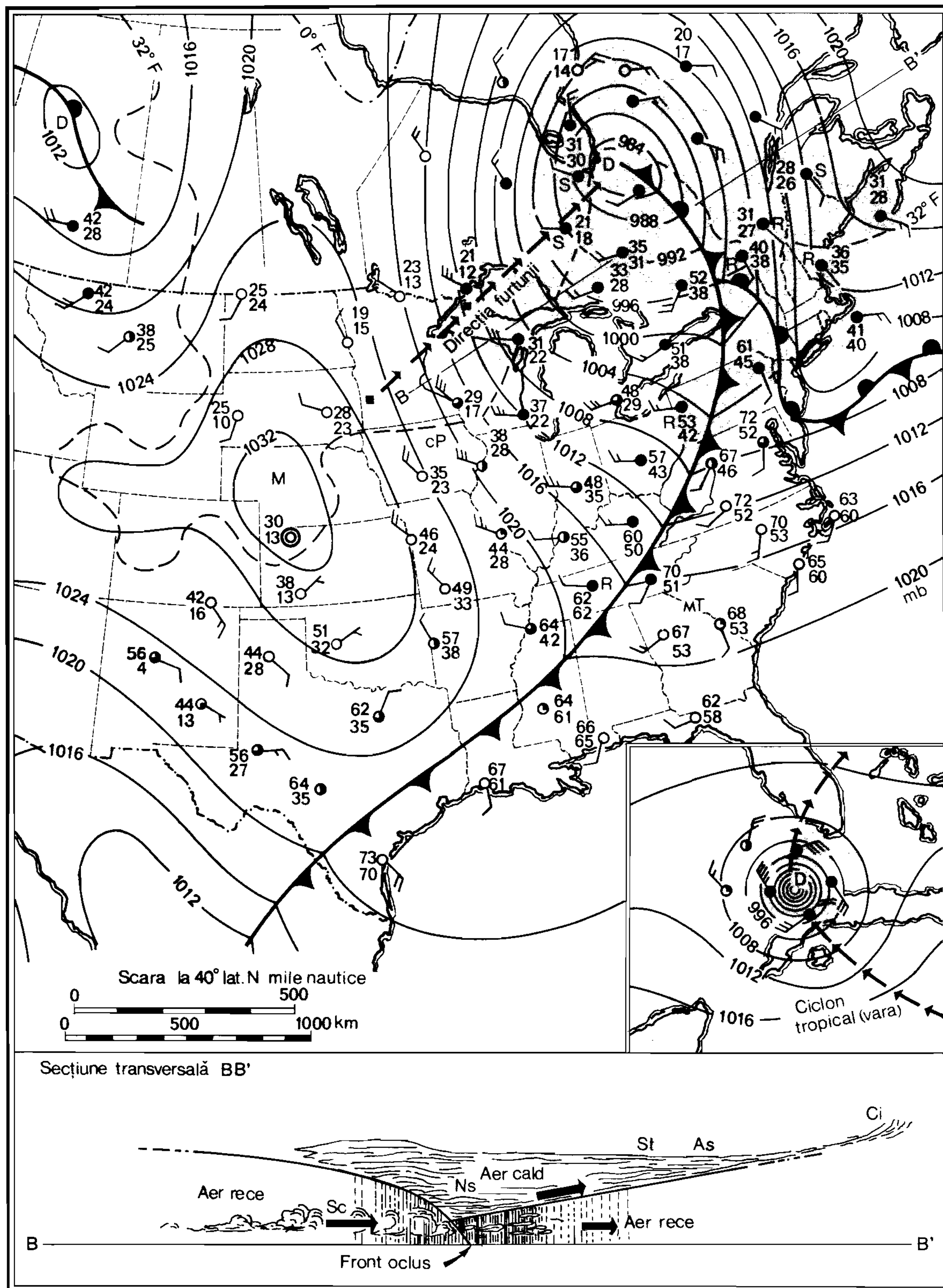


Fig. 12.8 Ciclon de latitudine medie urmărit timp de mai multe zile pe hărți meteorologice de suprafață. Presiunile sînt date în milibari, iar temperaturile în grade Fahrenheit. Porțiunile hașurate reprezintă zone de precipitații. Pentru explicarea simbolurilor de vînt vezi fig. 9.11 (Modificat și simplificat după Harta meteorologică zilnică a *U. S. Weather Bureau*).


Direcția furtunii
Scara la 40° lat. N mile nautice
0 500
0 500 1000 km
Ciclon tropical (vara)
Secțiune transversală BB'
Ci
St As
Aer cald
Ns
Aer rece
Sc
Aer rece
B B'
Front oclus

origine situate în Pacificul de nord (de exemplu depresiunea aleutină), altele își au făgașul de formare în zona Munților Stîncoși, în statele centrale sau pe coasta golfului Mexic. Cele mai multe traiectorii converg spre regiunea de nord-est a Statelor Unite și trec deasupra Atlanticului de nord, unde tind să se concentreze în zona depresiunii islandeze. Se observă concentrarea masivă a traiectoriilor perturbațiilor în jurul depresiunilor aleutină și islandeză. Ciclonii extratropicali se formează de regulă în serii, deplasîndu-se în formă de lanț peste porțiunile nordice ale oceanului Atlantic și Pacific. Figura 12.9, o hartă sinoptică a lumii, prezintă cîteva asemenea *familii de cicloni*.

În emisfera sudică, traiectoriile furtunilor constituie în mai mare măsură un coridor unic care urmează paralelele de latitudine. Acest lucru pare să se datoreze suprafeței uniforme de ocean existente la latitudini medii, care este întreruptă doar de vîrful sudic al Americii de Sud. În plus, calota glaciară așezată în regiunea Antarcticii constituie o puternică sursă centrală de aer polar.

Masele de aer și regiunile lor de formare

Teoria ondulatorie a ciclonilor extratropicali pune un accent deosebit pe interacțiunea maselor de aer, care diferă ca proprietăți fizice, dar sînt esențial de natură internă uniformă. Împărțirea generală a maselor de aer de la latitudinile medii în două grupe principale, *polară* și *tropicală*, a fost deja subliniată atunci cînd ne-am ocupat de formarea furtunilor ciclonice. Proprietățile distinctive ale unei mase de aer se dezvoltă cînd stratul de aer staționează timp mai îndelungat deasupra unei suprafețe de uscat sau de ocean numită regiune de formare. Cînd masa de aer părăsește regiunea de formare deplasîndu-se deasupra altor suprafețe terestre sau oceanice, aerul se răcește sau se încălzește, cîștigă sau pierde umezeala, în funcție de tipul suprafeței peste care se deplasează. Astfel, masa de aer se dezvoltă, se schimbă, în timp ce își urmează traiectoria caracteristică, care o poate duce la multe mii de kilometri de regiunea de formare.

Masele de aer polar se împart în tipuri *maritime* și *continentale*. Masele de aer polar continental din America de Nord (simbol *cP*), iau naștere deasupra porțiunii central-nordice a Canadei și se caracterizează prin temperatură joasă și un conținut de umiditate mic (fig. 12.10). Aceste mase de aer formează limbi de aer rece, care periodic pătrund spre sud și spre est, creînd anticicloni însoțiți iarna de temperaturi scăzute și cer senin. Masele de aer polar maritim se formează deasupra Pacificului de nord și strîmtorii Bering. Avînd mari posibilități de a absorbi umezeală atît în regiunea de formare, cît și în deplasarea lor spre sud-est, către coasta vestică a Ame-

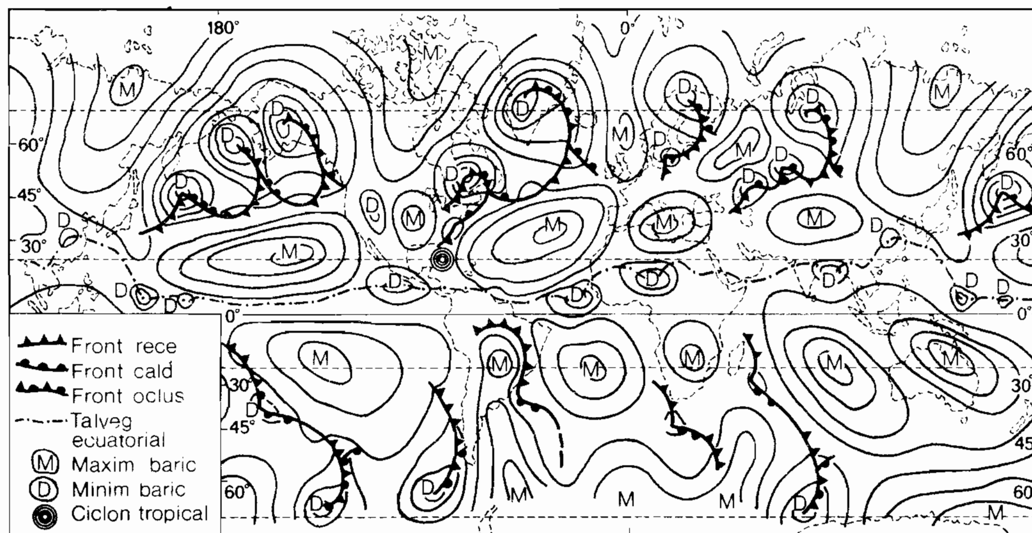


Fig. 12.9 Harta meteorologică a suprafeței întregului glob pentru o zi de iulie sau august ilustrează condiții meteorologice tipice (după M. A. Garbell).

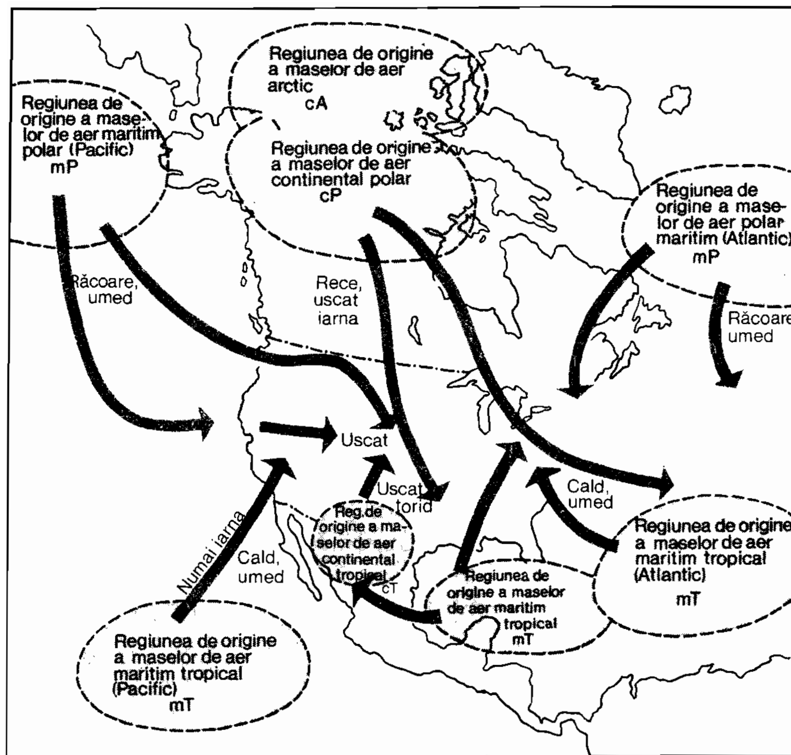


Fig. 10.12 Se poate spune că Statele Unite și Canada constituie zona de interacțiune a maselor de aer polar și tropical. Această zonă se află între cele două regiuni de formare ale maselor de aer (după Haynes, U. S. Dept. Commerce).

ricii de Nord, aceste mase de aer sînt în mod caracteristic răcoroase și umede, cu tendința, iarna, de a fi instabile și de a aduce precipitații abundente deasupra munților de coastă. Vom nota că masele de aer polar iau naștere în zona de latitudine subarctică (fig. 8.4) și la contactul cu cea polară. Definiția meteorologică a termenului „polar“ în ceea ce privește masele de aer este de mult acceptată în uz internațional și nu poate fi schimbată pentru a o pune în concordanță cu zonele de latitudine descrise în capitolul 8. O altă masă de aer polar maritim din regiunea nord-americană se formează deasupra Atlanticului de nord (fig. 12.10). Și aceasta este răcoroasă și umedă. Din cauza situării ei la est de continentul nord-american această masă rareori ajunge deasupra S.U.A., numai atunci cînd este atrasă spre Noua Anglie de către un ciclon plasat favorabil la sud de aceste regiuni. Într-un asemenea caz se produce o furtună însoțită de vînturi de nord-est, răcire puternică și zăpadă sau ploaie cu ceață. Aceste furtuni sînt limitate la statele din partea nord-estică a S.U.A.

Și în cadrul maselor de aer tropical există tipuri maritime și continentale. Cel mai frecvent vizitator al statelor centrale și de est ale S.U.A. este masa de aer tropical maritim care vine dinspre golful Mexic (fig. 12.10). Ea se deplasează spre nord, aducînd aer cald, umed și instabil deasupra părții răsăritene a S.U.A. Mai ales vara această masă de aer aduce în răsărit vreme foarte caldă și înăbușitoare, cu frecvente furtuni și descărcări electrice. Strîns înrudită cu ea este masa de aer tropical maritim ce se formează în Oceanul Atlantic, la est de Florida, deasupra insulelor Bahamas. Ea are caracteristici similare celor de mai sus și aduce condiții meteorologice asemănătoare.

În timpul verii ia naștere deasupra Mexicului de nord, Texasului de vest, statelor New Mexico și Arizona o masă de aer continental, care este uscată și foarte caldă. Această masă de aer nu se deplasează

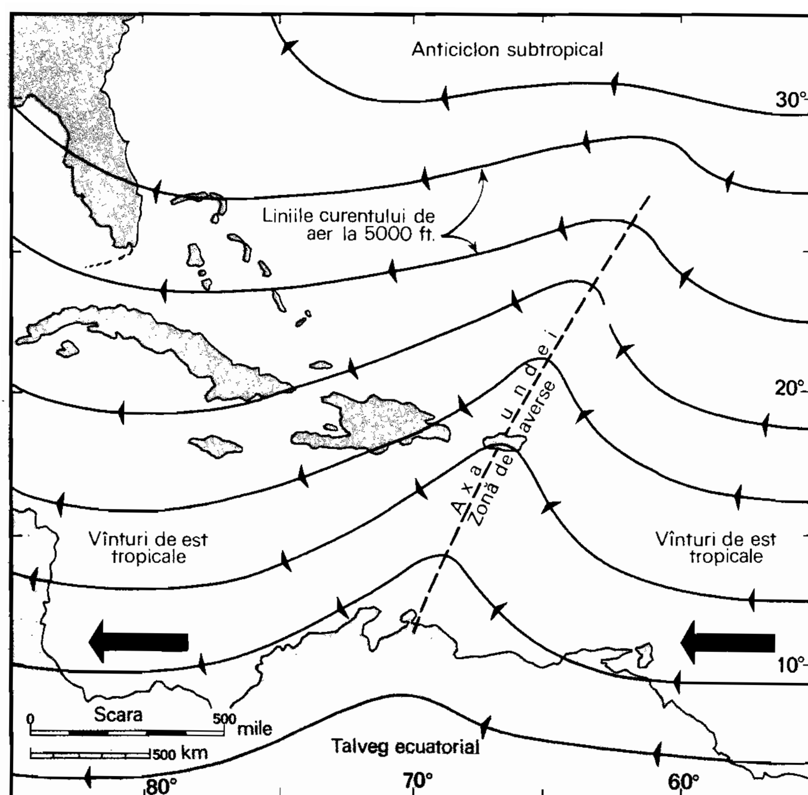


Fig. 12.11 O undă de est ce traversează zona Indiilor de vest aducînd ploaie (după Riehl).

pe distanțe mari și influențează condițiile de vreme din regiunea de formare.

Deasupra Oceanului Pacific, în celula de presiune înaltă situată în sud-vestul Californiei inferioare, găsim regiunea de formare a unei alte mase de aer tropical maritim. Aceasta pătrunde în Statele Unite numai în cursul iernii, afectînd coasta de sud a Californiei.

Pe lîngă masele de aer de la latitudini medii descrise mai sus, există și alte tipuri caracteristice pentru regiunile polare și ecuatoriale. Deasupra mării polare de nord și a regiunilor de uscat limitrofe se formează masa de aer arctic (simbol *A*), care este extrem de rece și stabilă. Cînd această masă de aer invadează Statele Unite ea dă naștere unui pronunțat val de frig. Continentul antarctic este regiunea de formare a unor mase de aer foarte rece, denumite mase de aer antarctic (simbol *AA*).

Deasupra oceanelor ecuatoriale, în talvegul de joasă presiune către care converg alizeele, aerul devine foarte umed, cald și instabil, fiind clasificat sub denumirea de masă de aer ecuatorial. Masele de aer ecuatorial invadează Asia de sud-est în timpul anotimpului umed al musonilor, constituind o sursă de umezeală pentru ploi torențiale.

Vremea tropicală și ecuatorială

Pe măsură ce studiul condițiilor meteorologice s-a extins pe baze moderne, la latitudinile joase ale globului — în mare parte ca rezultat al masivelor operații aeriene din timpul celui de al doilea război mondial —, s-a putut obține o imagine mult mai clară a relațiilor dintre perturbațiile atmosferice și masele de aer din aceste regiuni.

Figura 12.9 prezintă un complex tipic de condiții meteorologice pentru regiunile subtropicale și ecuatoriale ale globului, arătînd de asemenea configurația generală a undelor ciclonice migratorii la latitudini medii și superioare.

În esență este vorba de două șiruri de celule de înaltă presiune, cîte una sau două celule pentru fiecare masă de uscat sau ocean. Șirul nordic este dispus aproximativ de-a lungul Tropicului Racului, iar cel sudic de-a

lungul Tropicului Capricornului. Între anticiclonii subtropicali se află talvegul ecuatorial de joasă presiune, către care converg alizeele de nord-est și sud-est. Din acest motiv acest talveg se numește *zonă de convergență intertropicală*. La niveluri superioare, în troposferă, curentul de aer este orientat aproape direct de la est spre vest sub forma vînturilor de est tropicale persistente (vezi cap. 9).

Una dintre cele mai simple forme de perturbații atmosferice este *unda de est*, un talveg de joasă presiune, care se deplasează lent în coridorul vînturilor de est tropicale. Aceste unde se produc deasupra oceanelor, într-o zonă cuprinsă între 5° și 30° latitudine, dar nu și deasupra ecuatorului însuși. Figura 12.11 este o hartă sinoptică simplificată a unei unde estice, care prezintă izobarele, vînturile și zona de ploaie. Unda este de fapt o serie de intrînduri în izobare, care formează talvegul de joasă presiune. Vom observa că ea se deplasează spre vest cu circa 325—500 km pe zi. Curentul de aer tinde a converge spre partea răsăriteană, posterioară, a axei undei, ceea ce face ca aerul umed să se ridice și să se împrăștie sub formă de averse și furtuni cu descărcări electrice. Perioada de ploaie poate dura o zi sau două.

O altă perturbație înrudită este *unda ecuatorială* (ciclonul ecuatorial slab), care se formează în centrul talvegului ecuatorial (fig. 12.12). Deși curentul normal de aer este de la est spre vest, se formează un vîrtej în cadrul vînturilor de est tropicale, curentul de aer fiind local răsturnat și tinzînd să se opună curentului principal. Rezultatul este un centru slab de joasă presiune, unda ecuatorială, spre care converg masele de aer ecuatorial umed, cu precipitații datorate numeroaselor furtuni individuale, de natură convectivă din cadrul ciclonului. Cîțiva cicloni slabi de acest fel pot fi văzuți pe harta sinoptică a lumii (fig. 12.9), dispuși de-a lungul talvegului ecuatorial. Deoarece această hartă este pentru o zi din iulie sau august, talvegul este deplasat mult spre nord de ecuator.

O altă trăsătură distinctivă a vremii tropicale este pătrunderea ocazională a unei puternice unde de aer rece polar de la latitudinile medii spre latitudinile foarte coborîte. Aceste fenomene se numesc *invazii polare* și sînt însoțite de vreme neobișnuit de răcoroasă și senină, cu vînturi puternice și persistente în spatele unui front rece cu vijelii. Acest fenomen este foarte bine dezvoltat în cele două Americi. Invaziile de aer care se deplasează spre sudul S.U.A., spre Marea Caraibilor și America Centrală se numesc *northers* sau *nortes;* cele care vin dinspre Patagonia spre zona tropicală a Americii de Sud se numesc *pamperos* sau *friagems*. O asemenea izbucnire deasupra Americii de Sud este arătată pe harta sinoptică a lumii (fig. 12.9).

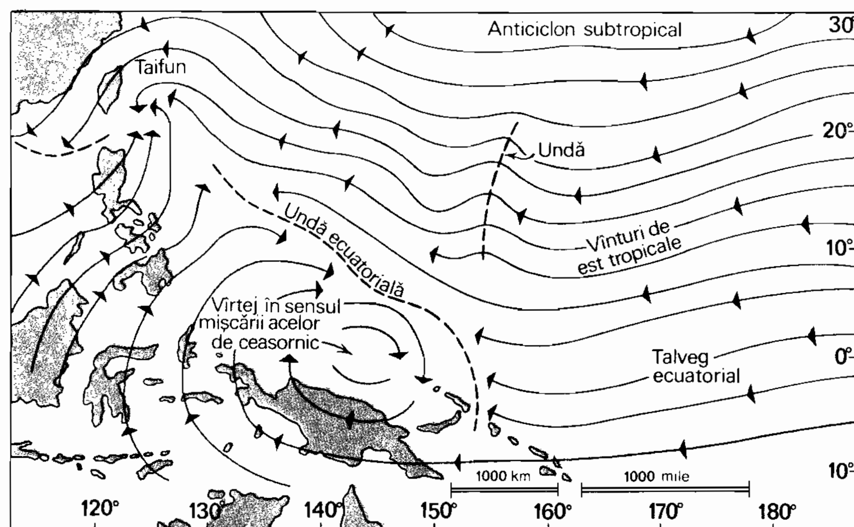


Fig. 12.12 O undă ecuatorială asemănătoare unui vîrtej în zona vînturilor tropicale de est (după Riehl).

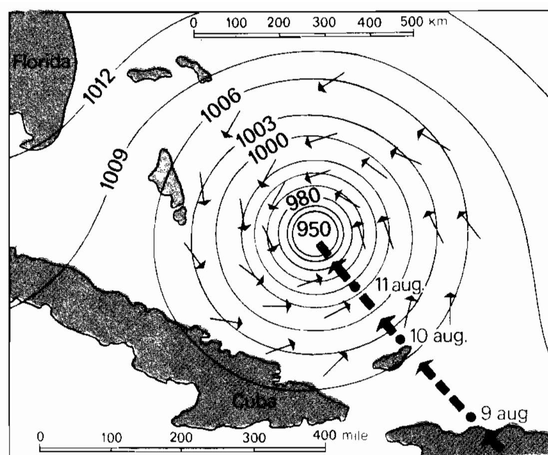


Fig. 12.13 Uragan (ciclon tropical) în Indiile de vest.

Ciclonii tropicali

Unul din cele mai puternice și distrugătoare tipuri de furtuni ciclonice este ciclonul tropical, cunoscut și sub numele de *uragan* sau *taifun*. El se formează deasupra oceanelor, între 8° și 15° latitudine nordică și sudică, dar nu în apropiere de ecuator, unde forța Coriolis este extrem de slabă. În multe cazuri este vorba de adîncirea și intensificarea unei unde estice, care se transformă într-un ciclon adînc circular. Temperaturile ridicate ale suprafeței mării, care depășesc 27°C (80°F) la aceste latitudini, sînt de o importanță fundamentală în zona de formare a furtunii (vezi fig. 12.15). Încălzirea aerului la nivelul inferior creează instabilitate și predispune la formarea furtunii. Odată formată, ea pornește spre vest și apoi spre pol prin coridorul alizeic, adesea pătrunzînd adînc în zona vînturilor de vest. Ciclonul tropical este un centru aproape circular de presiune foarte joasă, în care vînturile pătrund în spirală la viteze foarte mari, însoțite de precipitații extrem de abundente (fig. 12.13 și 12.14). Furtuna poate avea 150—500 km în diametru, cu viteze ale vîntului de 120—200 km/oră și uneori mult mai mari: în centru presiunea atmosferică scade de obicei la 965 mb (72,4 cm) sau mai jos.

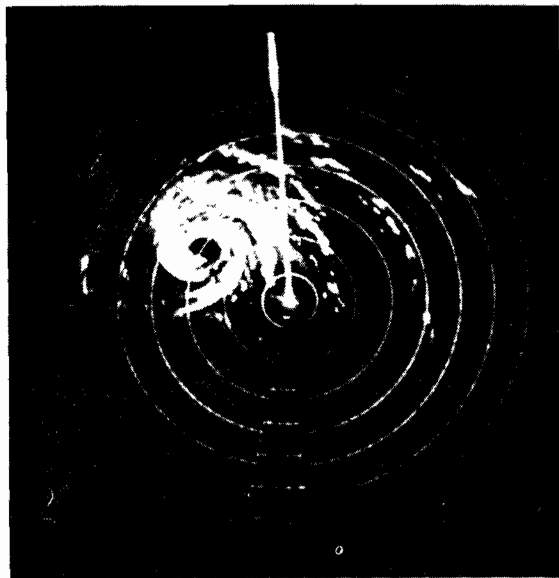


Fig. 12.14 Imaginea unui uragan pe ecranul radar. Se observă benzile spirale de nori denși și ochiul central. Cercurile concentrice sînt spațiate la intervale de 80 km (foto *U.S. Navy*).

Iată o scurtă descriere a trecerii unui ciclon tropical pe mare. În timpul zilei ce precede furtuna aerul este în general calm, presiunea ușor peste normală, iar cerul prezintă nori cirrus în fîșii lungi, ce par să provină dintr-un punct îndepărtat de pe orizont. Norii pot avea aspectul unui voal, formînd halo solar și lunar și producînd un apus de soare roșu. Pe mare se simte o hulă prelungă, constituită din valurile de furtună care au devansat centrul furtunii în deplasarea sa lentă. Pe măsură ce se apropie furtuna presiunea începe să scadă. Se pornește vîntul. Un mare perete întunecat de nori se apropie. Cînd acesta învăluie nava, se dezlănțuie ploaia torențială. Vîntul atinge în curînd rafale de peste 120 km/oră, uneori chiar mai mult. Mari valuri se sparg de navă; spuma formează pînze continue care reduc vizibilitatea practic la zero.

Această furtună îngrozitoare continuă timp de cîteva ore și e urmată brusc de un calm total și de înseninarea cerului, cîteodată și de creșterea sensibilă a temperaturii. Barometrul a atins acum punctul minim și nava se află în *ochiul central calm* al furtunii (fig. 12.14). Acesta este de fapt un vîrtej produs prin absorbția rapidă sub formă de spirală a aerului, care poate fi comparată cu golul de aer în formă de pîlnie ce se formează în centrul unui vîrtej de apă care se scurge în canal. Deși aerul este clar și calm, marea este acoperită de valuri enorme care constituie un grav pericol pentru navă. Perioada de liniște poate dura o jumătate de oră, după care un mare perete întunecat

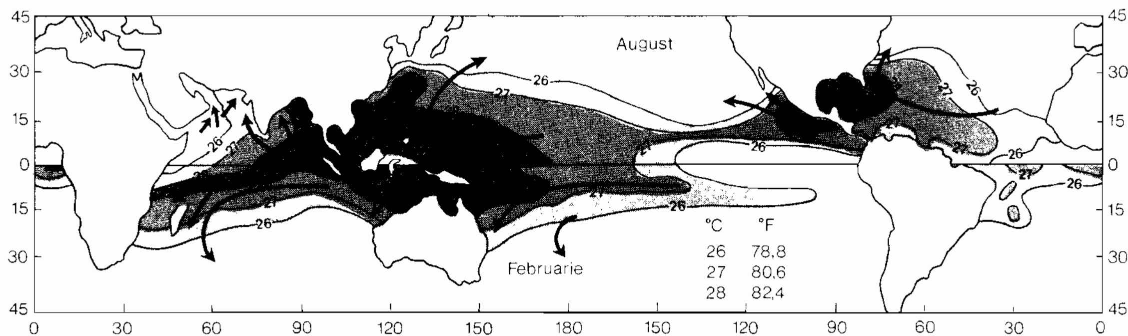


Fig. 12.15 Traiectoriile caracteristice ale ciclonilor tropicali sînt legate în timpul verii din emisfera respectivă de temperaturile suprafeței mării (°C) (după Palmen, 1948).

de nori cuprinde nava și se pornesc din nou vînturi puternice, acum însă în sens invers față de cele din prima jumătate a furtunii. Furtuna mai bîntuie cu furie cîteva ore, apoi vîntul scade treptat, norii se împrăștie și vremea frumoasă revine.

Repartizarea pe glob a ciclonilor tropicali este limitată la șase regiuni, toate aflate în oceane tropicale și subtropicale (fig. 12.15): 1) Indiile de Vest, Golful Mexic și Marea Caraibilor; 2) Partea vestică a Pacificului de nord, incluzînd insulele Filipine, Marea Chinei și Arhipelagul japonez; 3) Marea Arabiei și Golful Bengal; 4) Regiunea Pacificului de est din largul coastelor Mexicului și Americii Centrale; 5) Sudul Oceanului Indian, în largul Madagascarului; 6) Vestul Pacificului de sud, în regiunea insulelor Samoa și Fiji și a coastei răsăritene a Australiei. În mod destul de curios, aceste furtuni sînt necunoscute în Atlanticul de sud. Ciclonii tropicali nu iau niciodată naștere deasupra uscatului, deși adesea ei ating marginile continentale.

Traiectoriile ciclonilor tropicali din Atlanticul de nord (fig. 12.16) arată că cele mai multe furtuni iau naștere între 10° și 20° latitudine, se deplasează spre vest și nord-vest prin coridorul alizeelor, după care se îndreaptă spre nord-est la aproximativ 30°—35° latitudine, intrînd în zona vînturilor de vest. Aici intensitatea lor scade și furtunile devin cicloni tipici de latitudini medii. În coridorul alizeelor ciclonii parcurg 10—20 km pe oră, iar în cel al vînturilor de vest 30—60 km pe oră.

Apariția ciclonilor tropicali este limitată la anumite anotimpuri ale anului, în funcție de așezarea pe glob a regiunii de furtună. Cei din Indiile de Vest și din largul coastei apusene a Mexicului se produc mai ales din mai pînă în noiembrie, cu o frecvență maximă la sfîrșitul verii și începutul toamnei. Cei din partea de vest a Pacificului de nord, din golful Bengal și din Marea Arabiei sînt răspîndiți pe întreaga durată a anului, dar predomină din mai pînă în noiembrie. Cei din Pacificul de sud și din partea de sud a Oceanului Indian se produc din octombrie pînă în aprilie. Vedem deci că acești cicloni sînt limitați la anotimpul cald din fiecare emisferă.

Importanța geografică a ciclonilor tropicali rezidă în efectul lor extrem de destructiv asupra insulelor și regiunilor de coastă. Au existat cazuri cînd orașe au fost nimicite în întregime (fig. 12.17). Se spune că un uragan îngrozitor care a lovit insulele Barbados în anul 1780 a distrus casele din temelii, a distrus fortărețe și a purtat tunuri la peste 30 m de amplasamentele lor. Copacii au fost

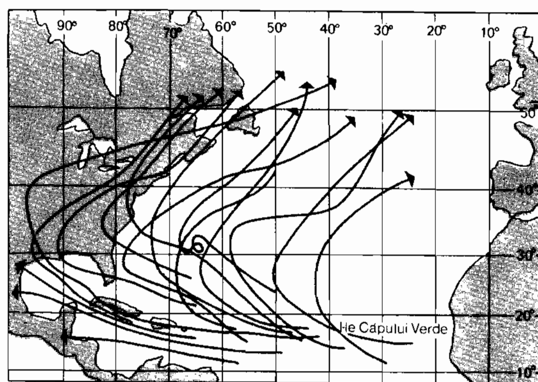


Fig. 12.16 Traiectoriile unor uragane tipice pentru luna august pe o perioadă de mai mulți ani indică o tendință de deplasare a furtunilor spre nord-vest în coridorul alizeelor și de curbare spre nord-est în zona vînturilor de vest (după *U.S. Navy Oceanographic Office*).



Fig. 12.17 Coasta sudică a insulei Haiti. Distrugeri provocate de uraganul „Flora“ la 3 octombrie 1963 (foto Jay Spencer).

smulşi din rădăcini şi jupuiţi de scoarţă. Cu acest prilej au pierit peste 6 000 de persoane.

Efectul cel mai grav al ciclonilor tropicali este probabil distrugerea zonelor de coastă, datorită valurilor stîrnite de furtună. Cînd nivelul apei se ridică sub presiunea puternică a vîntului, mari valuri de furtună pătrund adînc pe terenurile joase ale coastei. Acest efect însoţeşte mareea de furtună pe care am menţionat-o în capitolul 10. Navele sînt ridicate şi purtate în interiorul uscatului. Dacă furtuna se asociază cu perioada de flux, inundaţia ia proporţii şi mai mari. Îngrozitorul dezastru provocat de un uragan la Galveston (statul Texas) în anul 1900 s-a datorat în mare măsură unei maree de furtună care a inundat brusc oraşul, înecînd aproximativ 6 000 de oameni. La gura fluviului Hooghly, în golful Bengal, 300 000 de persoane au murit în urma unei inundaţii provocate de o maree de furtună cu prilejul unui ciclon puternic, în anul 1737. Atolii joşi de corali din Pacificul de vest pot fi măturaţi în întregime de apa de mare

Fig. 12.18 Tornadă fotografiată de William L. Males la Amarillo (statul Oklahoma) la 4 mai 1961; ea se afla la mai puţin de o milă de observator în momentul fotografierii.



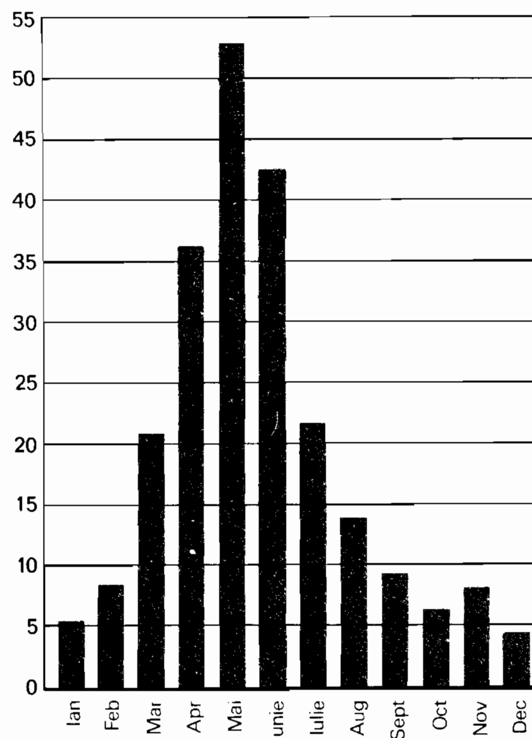


Fig. 12.19 Numărul mediu de tornade înregistrat în fiecare lună în S.U.A. pe perioada 1916—1960 (după *U.S. Weather Bureau*).



Fig. 12.20 Distrugerile cauzate de o tornadă care a traversat oblic suburbia Oak Lawn din sudul orașului Chicago. Această tornadă face parte dintr-o serie ce a lovit zona respectivă la 21 aprilie 1967. De-a lungul traiectoriei sale de 25 km au fost înregistrate pierderi de vieți omenești (31 persoane) și distrugerea unui număr de 169 de case (foto *Chicago Tribune*).

împinsă de vînt, care ia cu sine palmierii și casele, îneacă populația.

Importantă este de asemenea și marea cantitate de precipitații produsă de ciclonii tropicali. O cantitate considerabilă din cele căzute vara în anumite regiuni de coastă se datorează adesea unor furtuni de acest fel.

Tornadele

Cea mai mică dar și cea mai violentă dintre toate furtunile cunoscute este *tornada*. Aceasta pare a fi o furtună tipic americană, atingînd frecvența și violența maximă în Statele Unite, deși se produce adesea și în Australia. Tornadele apar, totuși, în toate regiunile tropicale și subtropicale de pe glob.

Tornada este un ciclon mic, ca extensiune orizontală, dar intens, în care aerul se rotește în spirală cu viteze enorme. Ea are aspectul unui nor întunecat în formă de pîlnie (fig. 12.18), suspendată sub un mare nor cumulonimbus. La capătul de jos, pîlnia poate atinge 90—460 m în diametru. Culoarea întunecată se datorează densității umezelii ce se condensează datorită prafului și materialelor solide ridicate de vînt.

Într-o tornadă viteza vîntului depășește toate valorile întîlnite la celelalte furtuni, putînd ajunge pînă la 800 km pe oră. În plus, se formează în pîlnie și un foarte puternic curent ascendent. În timpul deplasării tornadei, pîlnia se balansează și se răsucește. În mod alternativ capătul pîlniei mătură pămîntul, distrugînd tot ceea ce întîlnește în cale, și se ridică în aer, lăsînd solul neatins. Distrugerile rezultă atît din marea viteză a vîntului cît și din scăderea

bruscă a presiunii atmosferice în vîrtejul spiralei ciclonului. Casele închise pur și simplu explodează. S-au înregistrat chiar și cazuri cînd dopurile au sărit din gîturile unor sticle goale, atît de mare este diferența de presiune atmosferică.

Tornadele se formează ca părți ale unor puternici nori cumulonimbus, în linia de vijelie ce precede înaintarea unui front rece. Ele par să ia naștere în zonele de maximă turbulență, atingînd frecvența cea mai mare primăvara și vara. Condiții favorabile pentru tornade apar acolo unde aerul polar ridică aerul tropical umed și cald pe un front rece. Cele mai numeroase tornade se produc în regiunea văii fluviului Mississippi, ele fiind rare în zonele montane și împădurite. Spre vest de Munții Stîncoși tornadele sînt aproape necunoscute, iar pe coasta răsăriteană se produc relativ puține (fig. 12.19).

În limitele înguste ale traiectoriei sale tornada cauzează o devastare completă (fig. 12.20), dar din fericire acest fel de furtună prezintă o frecvență redusă, iar pericolul total este mic. Chiar și în acele state ale S.U.A. unde se produc majoritatea tornadelor, accidentele de automobil sau provocate de alte cauze constituie o primejdie mult mai mare. Adăposturile de furtună subterane oferă o protecție satisfăcătoare, cu condiția să poată fi folosite la timp. Deși adesea populația poate vedea sau auzi tornada ce se apropie, dacă frontul rece trece în timpul nopții — așa cum se întîmplă de obicei — posibilitățile de avertizare scad apreciabil. Oficiul meteorologic al S.U.A. dispune de un sistem de prognoză și avertizare împotriva tornadelor. Atunci cînd condițiile meteorologice par să favorizeze formarea tornadelor, regiunea respectivă este alertată și se pun în funcțiune sistemele de observare a tornadei. În acest fel localitățile aflate pe traiectoria tornadei pot fi avertizate la timp, iar populația se poate adăposti.

Trombele de apă sînt asemănătoare tornadelor ca structură, dar se formează pe mare, sub nori cumulonimbus. Trombele sînt mai mici și mai puțin intense decît tornadele. Apa mării se poate înălța pînă la 3 m, iar spuma chiar și mai sus. Trombele se întîlnesc de regulă în apele subtropicale din Golful Mexic și din largul coastei sud-estice a Statelor Unite și par să rezulte din turbulența atmosferică produsă de aerul continental ce se răspîndește peste ocean.

Clima, solurile și vegetația

Capitolul 13
Clasificarea tipurilor de climă și regimurile climatice

IMPORTANȚA CLIMEI CA FACTOR geografic este atît de pronunțată și afectează atît de multe aspecte ale vieții omului încît cu greu am putea s-o subevaluăm.

Clima determină în mare măsură tipul de sol și vegetația naturală a unei regiuni, influențînd implicit utilizarea terenurilor pentru agricultură. silvicultură sau pășunat. Relieful, în general, și gradul de înclinare a pantei în special, cărora li se alătură condițiile de climă, constituie factori naturali ce pot favoriza sau nu fertilitatea unui anumit teren.

Clima are și o deosebită influență fiziologică. Se consideră că vremea rece, mai ales cea caracterizată printr-o alternanță de perioade reci și perioade blînde, cu grade variabile de nebulozitate, precipitații și vînturi, este un stimulent pentru activitatea fizică și intelectuală a omului.

În regiunile situate la latitudini medii temperaturile scăzute (sub punctul de îngheț) reduc activitatea multor agenți patogeni, în timp ce în regiunile calde și umede de la tropice și ecuator microorganismele parazitare, împreună cu numeroasele lor gazde animale găsesc condiții prielnice de dezvoltare. Malaria și frigurile galbene, transmise prin țînțari, ca și boala somnului, transmisă de musca țețe, constituie cîteva exemple în acest sens. În zonele foarte calde și umede anumite specii de ciuperci accelerează coroziunea și degradarea îmbrăcămintei, a mobilierului și a mașinilor.

Clasificarea climelor

Ca și în cazul altor fenomene naturale, omul de știință încearcă să elaboreze scheme de clasificare care să cuprindă toate variațiile de climă, permițînd gruparea lor în cîteva tipuri bine definite și ușor de recunoscut. Reușita în acest domeniu este însă numai parțială. Natura se opune schemelor convenționale simplificate. „Clima, care reprezintă o noțiune complexă și abstractă și care nu are o existență concretă la un moment dat, nu constituie ceva ce poate fi evaluat cu precizie. Atunci cînd ne formăm o imagine despre clima unei regiuni anumite nu putem ține seama de efectul tuturor schimbărilor meteorologice și sîntem nevoiți să simplificăm și să generalizăm. Greutatea sporește atunci cînd încercăm să descriem clima unei regiuni întinse, deoarece clima se schimbă cu așezarea pe glob și nu

este exact aceeași nici măcar în toate punctele unei zone mici“ *.

Hărțile care prezintă repartiția zonelor de climă sînt adesea înșelătoare în sensul că o linie subțire, continuă, desparte două zone a căror hașurare sau culoare este uniformă pînă la linia de contact. De fapt, majoritatea acestor limite are un caracter de tranziție, astfel încît ar fi mai potrivită o întrepătrundere a configurațiilor și culorilor. Simbolurile cartografice convenționale sînt adecvate numai acolo unde versanții abrupți ai unui lanț muntos creează o graniță climatică netă. O a doua inexactitate a celor mai multe hărți și clasificări climatice o constituie limitarea zonelor de climă la suprafețele terestre. Și oceanele, deși prezintă contraste climatice mai mici, trebuie să fie incluse în schema generală.

Luînd ca bază de clasificare elementele meteorologice — temperatura, presiunea, vînturile, umiditatea atmosferică și precipitațiile — se pot elabora cîteva sisteme foarte utile. Alte sisteme de clasificare folosesc răspîndirea solurilor și a vegetației naturale.

Temperatura ca bază a clasificării climatice

Paralelismul general al izotermelor cu paralelele (subliniat deja într-un capitol anterior) a fost probabil prima bază a unei clasificări climatice. În capitolul 8 am definit mai multe zone de latitudine: ecuatorială, tropicală, subtropicală, a latitudinilor medii, subarctică, arctică și polară (fig. 8.4). Din nefericire, datorită proprietăților termice contrastante ale maselor de apă și de uscat, nu putem corela regimurile de temperatură direct cu zonele de latitudine.

Folosită în mod inteligent, temperatura a devenit factorul de bază în majoritatea clasificărilor climatice. Se pot defini trei grupe principale de climă: 1) Clima fără iarnă de la latitudini mici; 2) Clima de la latitudini medii, cu vară și iarnă; 3) Clima fără vară de la latitudini superioare. O climă fără iarnă este de regulă definită ca acea climă în care în nici o lună a anului temperatura aerului nu are valori medii sub 18°C (64,4°F). Poziția aproximativă a izotermei corespunzătoare acestei valori este arătată pe harta lumii (fig. 13.1). Observăm că izoterma prezintă variații considerabile pe latitudine, coborînd spre ecuator deasupra curenților reci ai coastelor de vest și deasupra uscatului în nordul Africii și Australiei.

O climă fără vară este în general definită ca o climă în care nici o lună nu are temperatura medie a aerului superioară valorii de 10°C (50°F). Izoterma respectivă (vezi fig. 13.1) variază apreciabil pe latitudine în emisfera nordică, apropiindu-se cel mai mult de pol deasupra maselor de uscat din America de Nord și Eurasia, dar coborînd deasupra oceanelor spre latitudinile medii. Izoterma de 10°C (50°F) a lunii celei mai calde coincide aproape cu limita nordică de creștere a copacilor, separînd deci regiunea pădurii boreale de tundra arctică fără arbori. Avem aici un exemplu de limită climatică termică care coincide cu o graniță a vegetației naturale.

Climele cu vară și iarnă se află între cele două izoterme-limită descrise mai sus, constituind grupa de la latitudinile medii. Aceste trei grupe de climă și limitele lor termice trebuie reținute în mod deosebit deoarece fac parte din sistemul de clasificare climatică folosit în prezenta lucrare.

Temperatura însă nu este satisfăcătoare ca bază unică a unei clasificări climatice, deoarece nu face distincție între regiunile umede și deșerturi. Soluția ne-o dă evident o nouă subîmpărțire, în funcție de precipitații.

Precipitațiile ca bază a clasificării climatice

Efectul profund al precipitațiilor asupra vegetației, sistemelor de drenaj, umidității solului și apei freatice face necesară introducerea cantității și a repartizării sezoniere a ploilor și zăpezilor ca bază pentru clasificarea climelor.

Blair enumeră cinci intervale de precipitații:

Tipul de climă	Aspectul cantitativ al precipitațiilor	Precipitații anuale	
		inci	centimetri
Aridă	reduse	0—10	0— 25
Semiaridă	ușoare	10—20	25— 50
Subumedă	moderate	20—40	50—100
Umedă	abundente	40—80	100—200
Foarte umedă	foarte abundente	peste 80	peste 200

O hartă climatică elaborată pe această bază ar coincide cu harta precipitațiilor anuale medii (planșa 1). Această clasificare

* Thomas A. Blair, *Climatology*, Prentice-Hall, Copyright 1942.

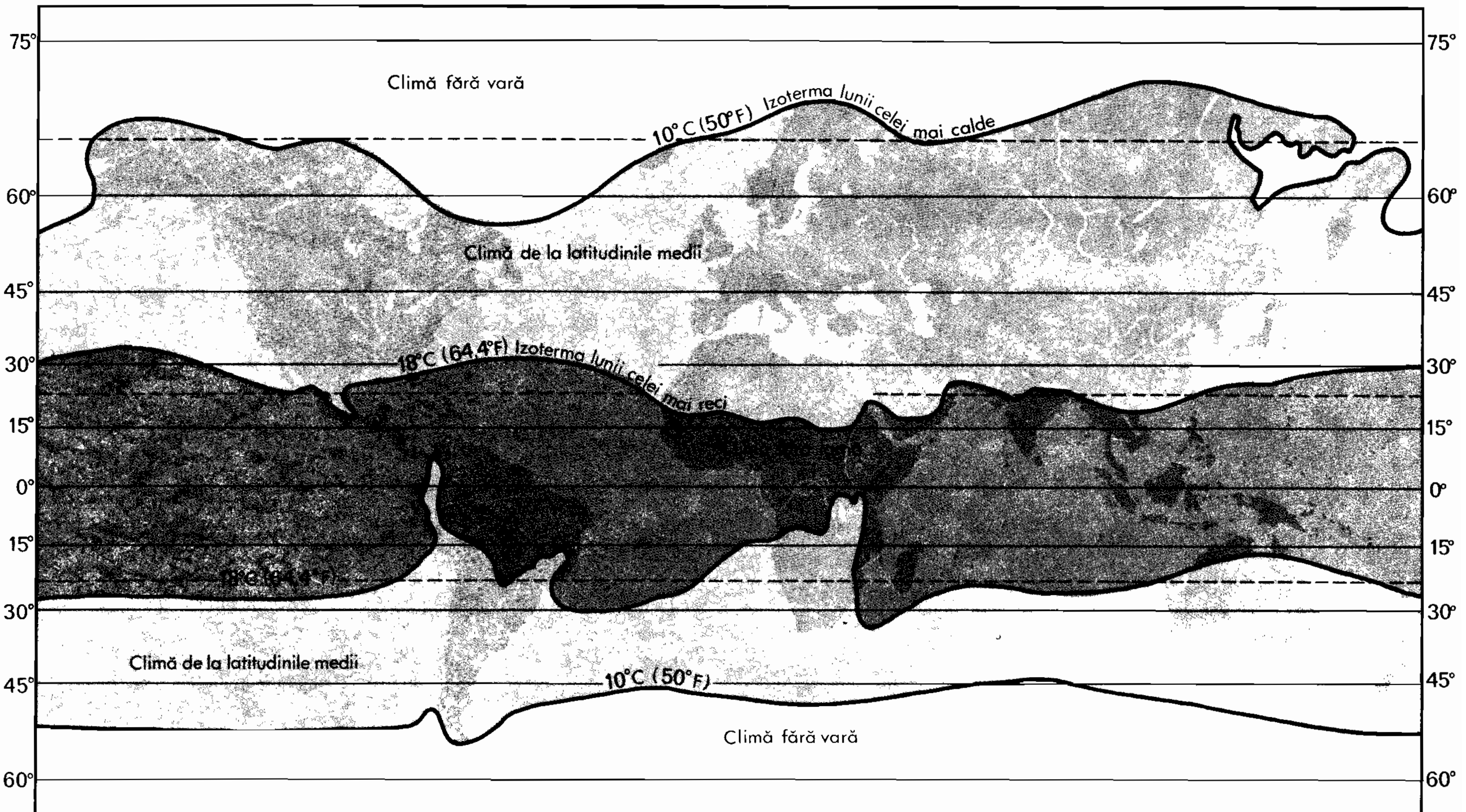


Fig. 13.1 Pe baza datelor de temperatură, suprafața terestră poate fi împărțită în trei grupe principale de climă.

ar fi substanțial îmbunătățită prin subîmpărțirea claselor în funcție de repartizarea precipitațiilor pe durata unui an (uniformă sau sezonieră).

Totuși nici această clasificare nu este pe deplin mulțumitoare, deoarece ea grupează climele reci arctice laolaltă cu deșerturile fierbinți de la latitudinile joase. Evaporarea care determină proporția de precipitații ce va rămîne în sol este influențată de temperatura aerului. În general, zonele de climă rece sînt umede în condițiile acelorași precipitații reduse care produc deșerturi la latitudinile calde — tropicale și subtropicale. S-ar părea deci că un sistem climatic într-adevăr util trebuie să combine clasele de temperatură cu cele de precipitații. Deși o asemenea combinare mărește numărul tipurilor de climă, fiecare tip va constitui descrierea eficace a unui mediu distinct.

Tabelul 13.1 ilustrează un exemplu de combinare ingenioasă a datelor privind precipitațiile și temperatura medie lunară. Scara unităților de temperatură variază cu intervale egale de 10°C (18°F), în timp ce precipitațiile variază în funcție de intervalele de temperatură. În consecință, „umed" denotă 10—30 cm de precipitații pe lună, cînd temperatura medie a lunii depășește 30°C, dar presupune numai 2,5—7,5 cm, cînd temperatura medie este cuprinsă între —10° și 0°C. Clima este descrisă folosindu-se combinații de forme cum sînt „caldă-uscată", „răcoroasă-umedă" sau „rece-uscată". Deoarece sistemul se aplică doar unei anumite luni a anului, harta climatică bazată pe acesta prezintă condițiile doar pentru luna respectivă (fig. 13.2), fiind necesare, prin urmare, 12 asemenea hărți pentru analiza climei pe glob în decursul unui an întreg. Sistemul respectiv a fost utilizat de aviația militară S.U.A. pentru alcătuirea unui set de hărți climatice lunare ale emisferei nordice care a fost publicat în 1947.

Vegetația și solurile ca bază pentru clasificarea climelor

Botaniștii și geografii au sesizat de multă vreme faptul că plantele reacționează prompt la diferențele de climă. Fiecare specie vegetală este asociată cu o anumită combinație de elemente climatice favorabilă creșterii ei, ca și cu anumite extreme de căldură, frig sau secetă dincolo de care nu poate supraviețui. Plantele tind să-și adapteze caracterele morfologice cerințelor climatului, ceea ce face să existe o mare varietate de forme ale speciilor vegetale dominante, care reflectă îndeaproape condițiile de climă. Aceste subiecte vor fi tratate în capitolele 20 și 21.

Se pot spune multe în favoarea unei clasificări climatice bazată pe diferitele forme ale grupurilor de plante. Pe de altă parte, aceste forme vegetale constituie reacții la climă și nu cauze ale variațiilor de climă pe glob. Un principiu fundamental al clasificării științifice este acela că împărțirea în clase trebuie să se facă în funcție de cauzele deosebirilor dintre clase și nu în funcție de efectele provocate de aceste deosebiri.

TABELUL 13.1 ZONELE DE CLIMĂ ÎN FUNCȚIE DE VALORILE MEDII LUNARE*

	Uscat	Umed	Foarte umed	
Peste 30°C	Sub 10 cm	10—30,5 cm	peste 30,5 cm	**F. cald**
30°C—20°C	Sub 7,5 cm	7,5—30,5 cm	peste 30,5 cm	**Cald**
20°C—10°C	Sub 5 cm	5—20 cm	peste 20 cm	**Moderat**
10°C—0°C	Sub 2,5 cm	2,5—12,7 cm	peste 12,7 cm	**Răcoros**
0°C——10°C	Sub 2,5 cm	2,5—7,5 cm	peste 7,5 cm	**Rece**
—10°C——20°C		**foarte rece**		
—20°C——40°C		**extrem de rece**		
sub —40°C		**ultrarece**		

* După Serviciul de hărți aeronautice al U. S. Air Force, 1947.

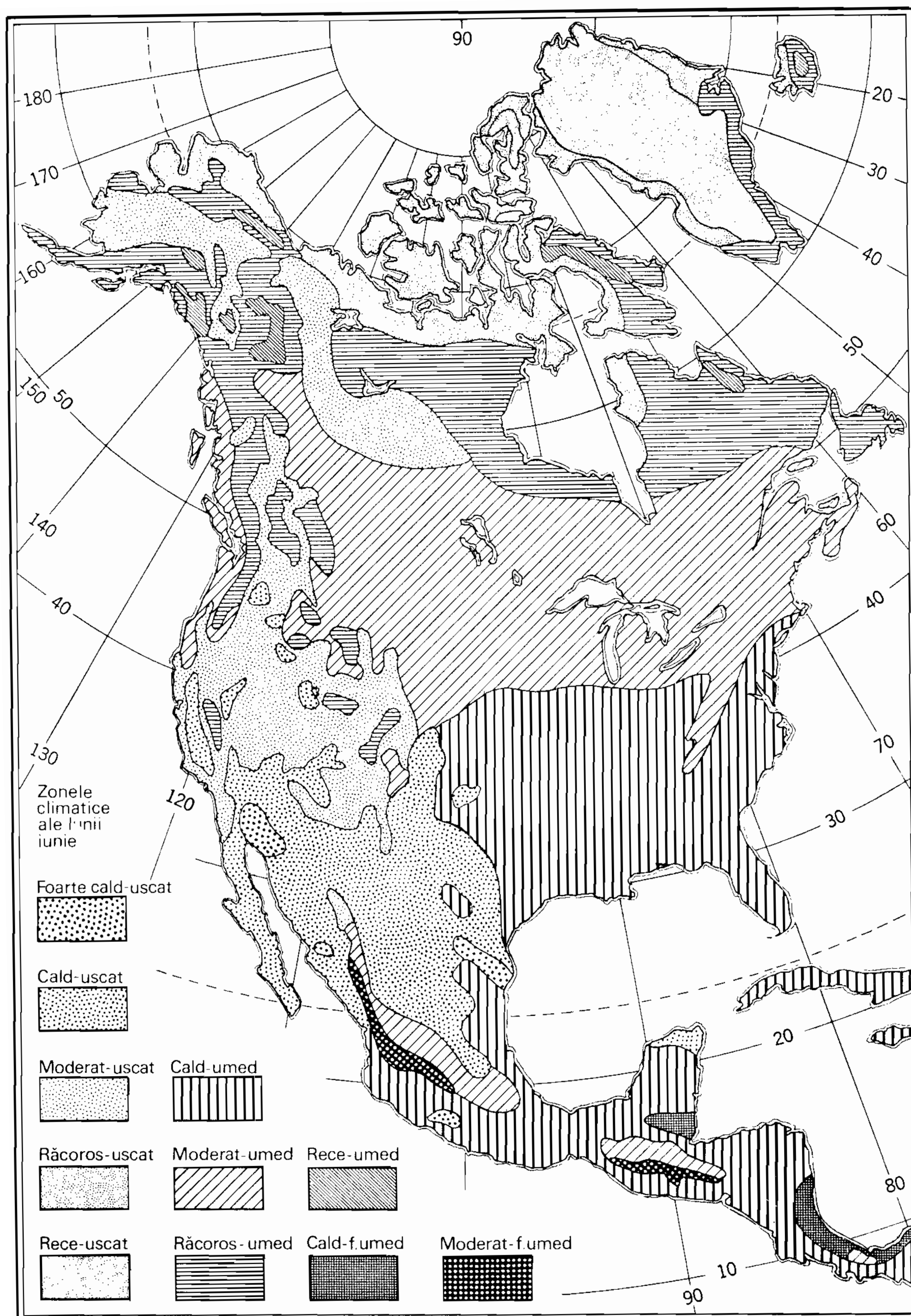


Fig. 13.2 Tipurile de climă pentru America de Nord (iunie), pe baza datelor combinate de temperatură și precipitații din tabelul 13.1 (după Serviciul de hărți aeronautice al *U. S. Air Force* 1947).

De la sfîrșitul secolului trecut încoace pedologii au admis că cele cîteva clase fundamentale de soluri mature, privite la scara globului, sînt mai puternic influențate de elementele climatice decît de orice alt factor individual (vezi cap. 18 și 19). Dar și plantele contribuie la determinarea proprietăților solului de care depind. Astfel, ca și în cazul vegetației, solurile reflectă diferențele de climă, dar nu le cauzează. O clasificare climatică bazată pe soluri ar fi foarte interesantă, dar din punct de vedere științific ar fi mai puțin justificată decît una bazată pe cauze.

Sistemul Köppen de clasificare climatică

Ideile de mai sus privind găsirea unor clase climatice care să combine caracteristicile de temperatură și precipitații, precum și stabilirea unor limite care să țină seama de repartizarea vegetației și a solurilor, au fost transpuse în practică, în 1918, de dr. Wladimir Köppen de la Universitatea din Graz (Austria). Această clasificare a fost ulterior revizuită și dezvoltată de Köppen și elevii săi, devenind clasificarea climatică de uz geografic cea mai larg răspîndită.

Sistemul Köppen este strict empiric, adică fiecare climat este definit în funcție de valori fixe de temperatură și precipitații, calculate pe baza mediilor anuale sau lunare. Într-o asemenea clasificare nu se ține seama de factorii climatici cauzali — presiune și vînturi, mase de aer, fronturi sau furtuni. Este posibil ca o anumită subgrupă climatică să primească poziția respectivă numai pe baza datelor de temperatură și precipitații ale localității, cu condiția, firește, ca perioada de înregistrări să fie suficient de lungă pentru a da valori medii stabile. Temperatura aerului și precipitațiile sînt datele meteorologice de suprafață cel mai ușor de obținut, necesitînd echipament simplu și o pregătire foarte elementară a observatorului. Un sistem climatic bazat pe aceste date prezintă marele avantaj că suprafețele aparținînd fiecărui subtip climatic pot fi delimitate sau evaluate pentru mari regiuni ale lumii.

Sistemul Köppen introduce un cod de litere pentru desemnarea principalelor zone de climă, a subzonelor din cadrul acestora și a altor subdiviziuni necesare diferențierii caracteristicilor sezoniere individuale de temperatură și precipitații. Studiul complet și detaliat al sistemului Köppen își are locul într-un curs dezvoltat de climatologie regională; aici sînt însă prezentate doar principalele elemente ale sistemului, ca fiind suficiente pentru a explica codul folosit în capitolele următoare pentru descrierea climelor pe glob.

Cele cinci grupe climatice principale sînt desemnate prin litere majuscule după cum urmează (fig. 13.3). Grupele *A*,*C* și *D* au suficientă căldură și precipitații pentru dezvoltarea copacilor cu trunchi înalt (păduri).

A *Climă tropicală.* Temperatura medie a fiecărei luni depășește 18°C (64,4°F). Aceste clime nu au iarnă. Precipitațiile anuale sînt abundente, depășind evaporația anuală.

B *Climă uscată (aridă).* Evaporarea potențială depășește în medie precipitațiile în tot cursul anului. Nu există surplus de apă; implicit, în climele *B* nu izvorăsc cursuri de apă permanente.

C *Climă temperată caldă (mezotermă)**. Luna cea mai rece are temperatura medie sub 18°C (64,4°F), dar peste —3°C (26,6°F). Climele *C* au deci atît vară cît și iarnă.

D *Climă cu zăpadă (microtermă)***. Temperatura medie a lunii celei mai reci este sub —3°C (26,6°F). Temperatura medie a lunii celei mai calde depășește 10°C (50°F), izoterma respectivă coincizînd aproape cu limita dinspre pol a pădurilor.

E *Climă cu îngheț persistent.* Temperatura medie a lunii celei mai calde este sub 10°C (50°F). Aceste clime nu au veri adevărate.

Observăm că patru din aceste cinci grupe (*A*,*C*,*D* și *E*) se definesc prin mediile de temperatură, în timp ce una (*B*) se definește prin raportul precipitații-evaporare. Acest lucru poate părea a fi o inconsecvență fundamentală.

Subgrupele din cadrul celor cinci grupe principale sînt desemnate printr-o a doua literă, conform codului de mai jos:

S *Climă de stepă.* Climă semiaridă cu circa 38—76 cm (15—30 inci) precipitații anuale la latitudinile coborîte. Limita exactă a precipitațiilor se determină printr-o formulă care ține seama de temperatură.

* În privința vremii sezoniere și zilnice, latitudinile medii nu sînt de loc „temperate". Termenul de *mezoterm* este adesea folosit în locul celui de *temperat* în descrierea temperaturilor intermediare, în comparație cu căldura extremă a deșerturilor aride și cu frigul extrem al regiunilor polare și arctice.

** Termenul de *microterm*, care înseamnă „căldură puțină" este larg folosit în Statele Unite, ca și cel de *mezoterm*, în denumirea grupelor *D* și, respectiv, *C* ale sistemului Köppen.

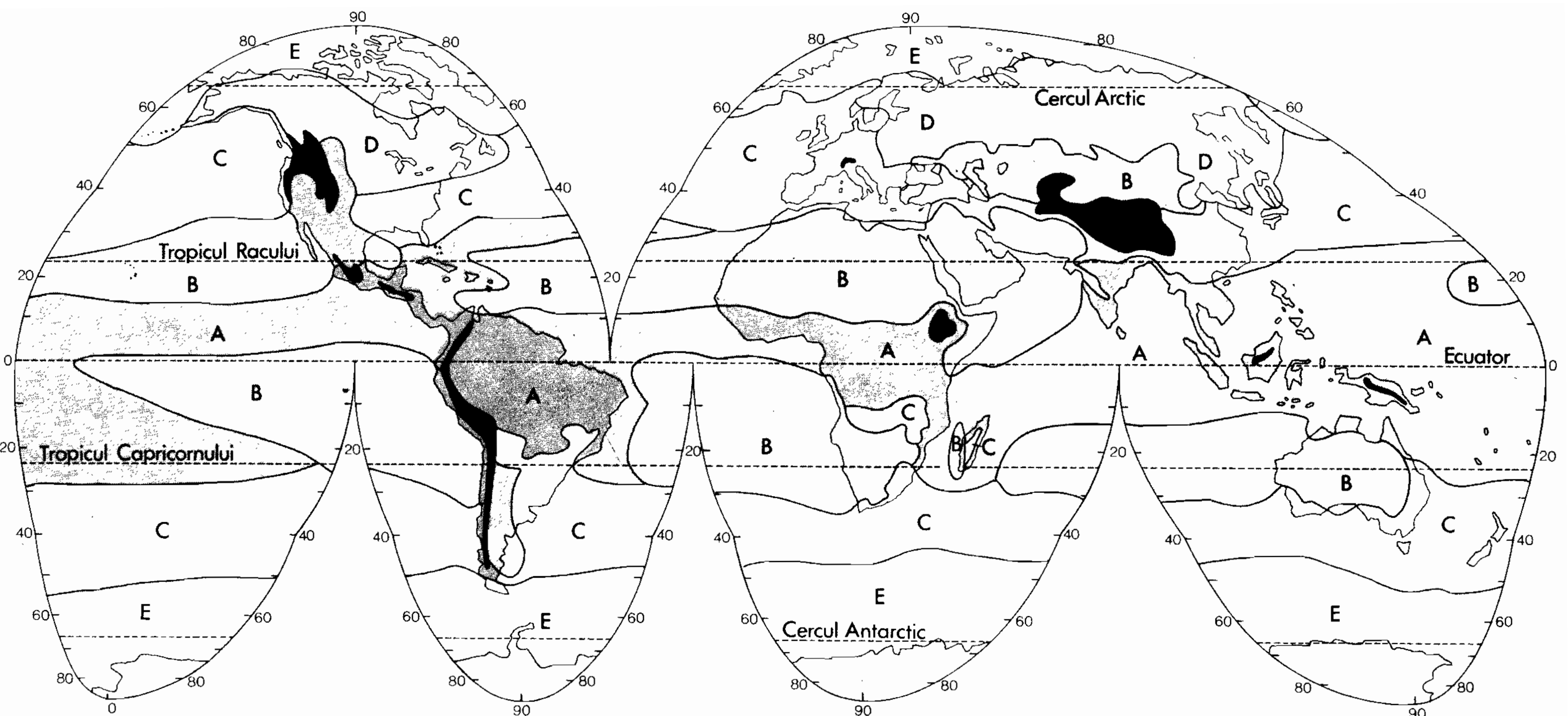


Fig. 13.3 Principalele regiuni climatice pe baza clasificării Köppen. Zonele înalte sînt înnegrite (Harta bază Goode, Copyright Universitatea Chicago).

W *Climă de deșert.* Climă aridă, cele mai multe regiuni incluse aici au sub 25 cm (10 inci precipitații anuale. Limita exactă spre clima de stepă se determină cu ajutorul unei formule.

(Literele *S* și *W* se aplică numai zonelor de climă uscată *B*, dînd două combinații, *BS* și *BW*).

f Umed. Precipitații suficiente în toate lunile. Nu există anotimp uscat. Acest modificator se aplică grupelor *A*, *C* și *D*.

w Anotimp uscat în timpul iernii în emisfera respectivă (anotimp cu soare jos).

s Anotimp uscat în timpul verii în emisfera respectivă (anotimp cu soare înalt).

m *Clima pădurilor tropicale*, în ciuda unui anotimp uscat scurt în tipul musonic al ciclului de precipitații. Se aplică numai climelor *A*.

Combinînd cele două grupuri de litere, se obțin 11 tipuri distincte de climă, după cum urmează:

Af Clima pădurilor tropicale (de asemenea *Am*, o variantă a lui *Af*).

Aw Clima savanelor tropicale.

BS Climă de stepă.

BW Climă de deșert.

Cw Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu iarnă uscată.

Cf Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) umedă în toate anotimpurile.

Cs Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu vară uscată.

Df Climă de pădure (boreală), rece și cu zăpadă (umedă microtermă), cu iarnă umedă în toate anotimpurile.

Dw Climă de pădure (boreală) rece și cu zăpadă (umedă microtermă) cu iarnă uscată.

ET Climă de tundră.

EF Clima înghețului permanent (calote glaciare).

Pentru a diferenția un număr sporit de variații ale temperaturii și ale celorlalte elemente meteorologice, Köppen a adăugat codului o a treia literă. Sensurile sînt următoarele:

a Cu iarnă foarte caldă; luna cea mai caldă peste 22°C (71,6°F) (climă *C* și *D*).

b Cu vară caldă; luna cea mai caldă sub 22°C (71,6°F) (climă *C* și *D*).

c Cu vară scurtă, răcoroasă; sub patru luni cu temperatura medie de peste 10°C (50°F) (climă *C* și *D*).

d Cu iarnă foarte rece; luna cea mai rece sub —38°C (—36,4°F) (numai climă *D*).

h Uscată foarte caldă: temperatura anuală medie peste 18°C (64,4°F) (numai climă *B*).

k Uscată-rece; temperatura anuală medie sub 18°C (64,4°F) (numai climă *B*).

Pentru a exemplifica codul complet al sistemului climatic Köppen *BWk* înseamnă climă răcoroasă de deșert, iar *Bfc* înseamnă climă de pădure rece cu zăpadă, avînd o vară scurtă și răcoroasă.

Lista completă a denumirilor codificate este inclusă în tabelul rezumativ al tipurilor de climă prezentat mai jos. Planșa 2 este o hartă climatică a lumii alcătuită pe baza unei revizii ulterioare a sistemului Köppen (sistemul Köppen-Geiger).

Un sistem climatic explicativ-descriptiv

Capitolele precedente privind elementele meteorologice, circulația generală, proprietățile și regiunile de formare (de origine) ale maselor de aer și furtunile ciclonice, l-au înarmat pe cititor cu o serie de principii referitoare la cauzele caracteristicilor meteorologice și ale variațiilor lor sezoniere. Ar fi deci păcat dacă aceste cunoștințe ar rămîne nefolosite, dacă nu le-am aplica în studiul sistematic al climei pe glob, dacă le-am abandona în favoarea unui sistem pur empiric, care să se bazeze pe datele medii de temperatură și precipitații exprimate cu ajutorul unor litere de cod.

Cele mai satisfăcătoare sisteme de clasificare în științele naturii sînt cele denumite *genetice*, în sensul că geneza, adică originea fenomenelor este considerată ca factor principal în stabilirea unităților de clasificare. Întrucît un sistem genetic explică lucrurile clasificate, putem considera că acest sistem este și explicativ. Dacă explicațiile se dau cel mai adesea în enunțări verbale (spre deosebire de enunțuri numerice sau matematice), sistemul poate fi considerat *descriptiv*. Acest mod general de abordare a clasificării poate fi deci numit *explicativ-descriptiv*, spre deosebire de abordarea *empiric-cantitativă* adoptată de sistemul Köppen. În capitolele ce urmează climele globului sînt tratate pe baza unui sistem explicativ-descriptiv care ține seama de cauze și efecte. Nu este greu să introducem într-un asemenea sistem simbolurile codului Köppen, stabilind astfel o legătură între cele două sisteme. De fapt se va vedea curînd că sistemul explicativ-descriptiv nu face altceva decît să dea o explicație științifică rațională pentru existența grupelor și subgrupelor climatice ale lui Köppen.

Regiunile de formare a maselor de aer și fronturile climatologice dintre masele de aer ca bază de clasificare

Sistemul de analiză climatică folosit în capitolele de mai jos se bazează pe localizarea regiunilor de formare a maselor de aer și pe natura și mișcările maselor de aer, ale fronturilor și al furtunilor ciclonice. Principiile de clasificare sînt arătate în diagrama din figura 13.4. Localizarea generală a fiecăruia dintre cele 14 tipuri fundamentale poate fi urmărită în figura 13.5.

În figura 13.4 sînt prezentate trei grupe climatice principale. Grupa a I-a cuprinde regiunile de formare a maselor de aer tropicale și talvegul ecuatorial, adică zona de convergență dintre acestea. În sensul de aici, termenul *ecuatorial* desemnează zona de latitudine cuprinsă între 10° latitudine nordică și sudică, iar *tropical* se referă la cele două zone de latitudine situate cu cîteva grade spre nord și spre sud de Tropicul Racului și Tropicul Capricornului (fig. 8.4).

Climele din grupa a I-a sînt influențate de celulele subtropicale de înaltă presiune, de natură dinamică (anticicloni), care sînt în general regiuni uscate, de subsidență a aerului, și de marele talveg ecuatorial aflat între acestea. Deși este adevărat că aerul de origine polară invadează uneori latitudinile tropicale și ecuatoriale, se poate afirma că tipurile climatice din grupa I-a sînt aproape în întregime dominate de mase de aer tropical și ecuatorial.

Climele din grupa a II-a se află într-o arie de interacțiune intensă între mase de aer deosebite: *zona frontului polar*. Masele de aer tropical care se deplasează spre pol și masele de aer polar care se deplasează spre ecuator intră în contact în această zonă, unde se produc o serie de furtuni ciclonice care se deplasează spre est. Local și sezonier predomină în aceste regiuni, fie masele de aer tropical, fie cele de aer polar, dar nici una din cele două categorii nu are o influență exclusivă.

Climele din grupa a III-a sînt dominate de mase de aer polar și arctic (inclusiv

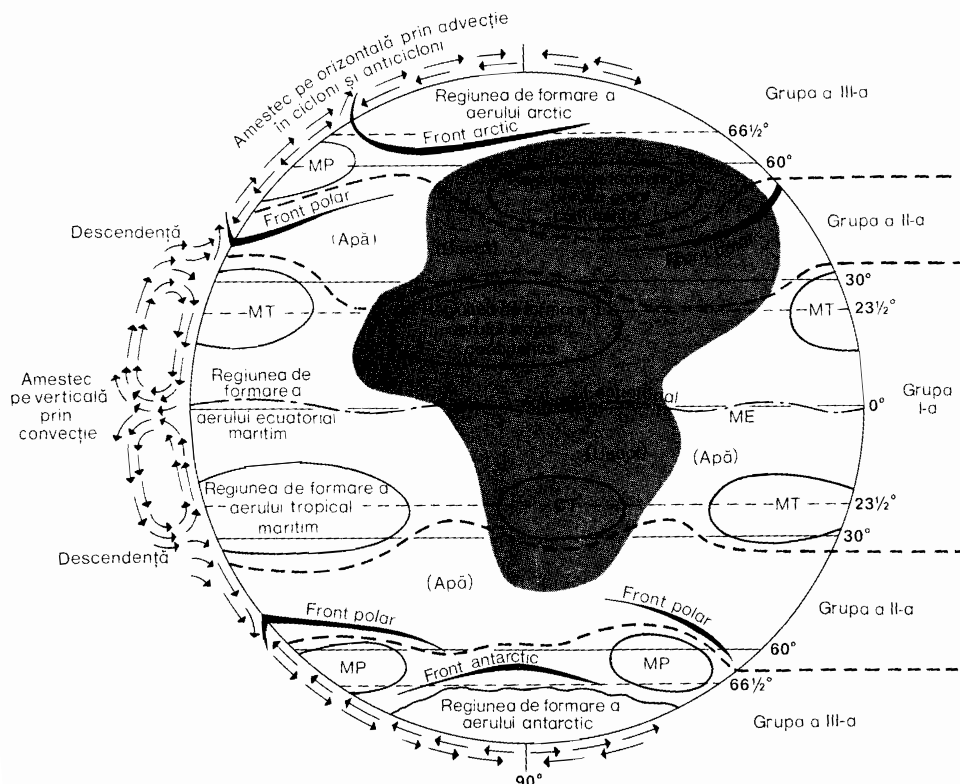


Fig. 13.4 Schița generală a globului, cu indicarea regiunilor de formare a celor trei principale grupe de climă (după Petterssen și alții).

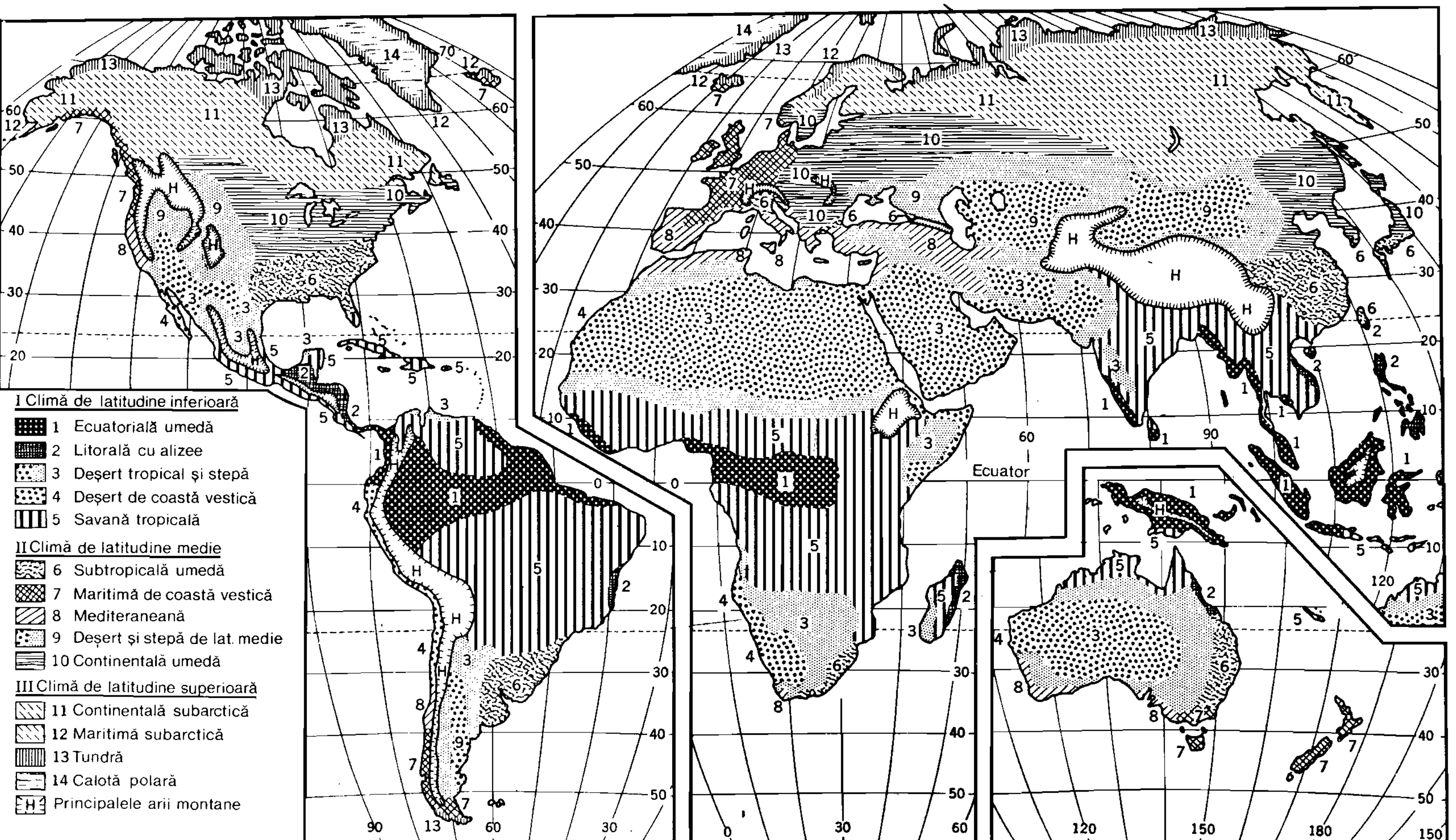


Fig. 13.5 Harta lumii (generalizată şi simplificată) indicînd repartizarea celor 14 tipuri de climă. În multe privinţe aceste regiuni climatice corespund regiunilor definite de G. T. Trewartha (Proiecţia Aitoff adaptată de V. C. Finch).

antarctic) *. În această grupă intră cele două regiuni de formare a maselor de aer continental polar din emisfera nordică — nordul Canadei și Siberia. În emisfera sudică nu există un corespondent al acestor centre continentale. În fîșia dintre paralelele de 60° și 70°, masele de aer de origine arctică întîlnesc masele de aer continental polar de-a lungul frontului arctic, dînd naștere unei serii de cicloni care se deplasează spre est. La paginile 214—216 sînt enumerate 14 tipuri de climă. În cazul cînd un tip compus este format prin alternarea a două tipuri simple, el poate fi găsit pe listă după aceste două tipuri. Tipurilor de climă li s-au dat denumiri simple, în concordanță cu uzanța geografică generală. Numerele corespund cu cele din figura 13.5. Am adăugat simbolurile Köppen pentru a sublinia legătura strînsă dintre aceste 14 tipuri și cele 11 ale sistemului Köppen. Vom observa totuși că simbolurile și tipurile de climă Köppen pot fi complet neglijate fără ca aceasta să afecteze tratarea explicativ-descriptivă a maselor de aer și a zonelor frontale.

În capitolele 15, 16 și 17 se analizează aceste tipuri de climă, se prezintă mediile lunare de temperatură și precipitații ale stațiunilor reprezentative și se discută influențele principale ale climei asupra vegetației și solurilor.

Regimurile climatice

Indiferent de sistemul de clasificare climatică pe care-l adoptăm, studierea combinată a caracteristicilor lunare de temperatură și precipitații ne va arăta că un climat prezintă unul sau mai multe dintr-o gamă de șapte *regimuri* fundamentale. Aceste regimuri sînt deosebit de importante în înțelegerea geografiei vegetației și a solurilor, deoarece fiecare din ele provoacă o reacție caracteristică a solurilor și a vegetației.

Regimurile climatice sînt foarte bine reprezentate cu ajutorul unei *diagrame cu termohiete.* Aceste diagrame se numeau anterior *climograme.* Diagrama cu termohiete indică valorile medii lunare ale temperaturii aerului și ale precipitațiilor, reprezentate combinat pentru fiecare lună a anului. Lunile sînt legate prin linii care ne arată ciclul mediilor lunare pe întregul an. Diagrama cu termohiete folosită în prezenta lucrare face uz de scări speciale de temperatură și precipitații care extind intervalul de precipitații scăzute și comprimă intervalul de temperaturi joase pentru a reduce consumul de spațiu în reprezentarea grafică. Datele utilizate în diagrama cu termohiete sînt, în cea mai mare parte, valorile medii ale unei lungi serii de ani, oferindu-ne astfel o imagine caracteristică a regimului anual, sau a ciclului climatic.

1. ***Regimul uniform de la latitudini medii.*** Un element al descrierii climatului, exprimat prin termenii de *uniformitate* și *neuniformitate*, se referă la gradul de stabilitate a valorilor de la o lună la alta sau de la un an la altul și, respectiv, la variabilitatea temperaturii și a precipitațiilor caracteristice pentru o stațiune. O *climă uniformă* prezintă o amplitudine anuală mică a mediilor lunare de temperatură sau precipitații, sau a ambelor elemente. În diagrama cu termohiete, uniformitatea este exprimată printr-o diagramă cu suprafața mică.

Întrucît temperatura și precipitațiile sînt elemente de climă, în mare parte independente, uniformitatea ar putea caracteriza: 1) atît media lunară a temperaturii, cît și media lunară a precipitațiilor; 2) temperatura, dar nu și precipitațiile; 3) precipitațiile, dar nu și temperatura. Primul caz, care poate fi denumit *uniformitate totală*, este rar în natură, existînd doar pe cîteva insule și coaste expuse vîntului la latitudini medii. Cele cinci exemple date în figura 13.6 (Auckland, Punta Arenas, Golful Hasselborough, insulele South Orkney și Los Evangelistas) se află toate în regiuni cu vînturi de vest predominante și sînt expuse în permanență maselor de aer maritim umed. Ele reprezintă *regimul climatic uniform de la latitudini medii.*

Uniformitatea Golfului Hasselborough din insulele Macquarie este de-a dreptul remarcabilă, cu o amplitudine anuală de numai 6°C (10°F), dar recordul îl deține localitatea Los Evangelistas din Chile, și este aproape de necrezut. Această stațiune se află foarte aproape de nivelul mării, pe o mică insulă din largul coastei vestice a Americii de Sud,

* După cum a observat probabil cititorul, climatologii folosesc termenii polar și arctic exact invers față de sensul geografic logic. Regiunile de formare polare ar trebui să fie situate în jurul polilor geografici, iar cele arctice și antarctice lîngă cercurile arctic și antarctic. Dacă am încerca acum să introducem schimbări de terminologie, aceasta ar da naștere unor mari confuzii, avîndu-se în vedere adoptarea pe scară internațională a denumirilor respective ale maselor de aer.

GRUPA I-A, CLIMELE DE LA LATITUDINI INFERIOARE (DETERMINATE DE MASE DE AER ECUATORIAL ȘI TROPICAL)

Denumirea tipului de climă	Simbolul Köppen	Regiunile de formare și fronturile climatologice dintre masele de aer, caracteristici generale ale climei
1	2	3
1. Climă ecuatorială umedă 10°N—10°S (în Asia 10°—20°N)	*Af* Climă de pădure tropicală și *Am* Climă de pădure tropicală de tip musonic	Climele din talvegul ecuatorial (zonă de convergență) sînt dominate de mase de aer maritim tropical (*mT*) și ecuatorial (*mE*) calde și umede, care produc precipitații abundente, însoțite uneori de furtuni de natură convectivă. Temperaturile sînt remarcabil de uniforme pe întreaga durată a anului.
2. Climă litorală cu alizee 10°—25°N și S	Inclusă în tipurile de climă *Af-Am*	Vînturile de est tropicale (alizeele) aduc mase de aer maritim tropical (*mT*) din porțiunile vestice, umede ale celulelor subtropicale, oceanice, de înaltă presiune (sistem baric de înaltă presiune), producînd pe coastele estice pe fîșii înguste precipitații abundente și temperatură înaltă uniformă. Precipitațiile prezintă pronunțate variații sezoniere.
3. Climă de deșert tropical și de stepă 15°—35°N și S	*BWh* Climă de deșert foarte caldă și *BSh* Climă de stepă foarte caldă	Regiunile de formare a maselor de aer continental-tropical (cT_s) din cadrul celulelor de înaltă presiune produc deasupra uscatului de o parte și de alta a tropicelor Racului și Capricornului o climă aridă pînă la semiaridă, cu temperaturi maxime foarte ridicate și cu amplitudini anuale moderate.
4. Climă deșertică a coastelor de vest 15°—30°N și S	*BWk* Climă de deșert răcoroasă și *BWh* Climă de deșert foarte caldă (*BWn* în versiunile anterioare; *n* denotă ceață frecventă)	Pe coastele vestice ce mărginesc celulele subtropicale oceanice de înaltă presiune, masele de aer maritim tropical (mT_s) aflate în subsidență, sînt stabile și uscate. Fîșiile înguste de coastă au o climă deșertică extrem de uscată, dar relativ răcoroasă și cețoasă. Amplitudinea anuală a temperaturii este mică.
5. Climă tropicală umedă-uscată 5°—25°N și S	*Aw* Climă tropicală ploioasă de savană; de asemenea *Cwa* Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu iarnă uscată și vara foarte caldă	Alternarea sezonieră a maselor de aer umed (*mT*) sau (*mE*) cu masele de aer uscat (*cT*) dă naștere unei clime cu un anotimp umed în perioada soarelui înalt (vara din emisfera respectivă) și cu unul uscat în perioada soarelui jos (iarna din emisfera respectivă).

GRUPA A II-A, CLIMELE DE LA LATITUDINI MEDII (DETERMINATE ATÎT DE MASE DE AER TROPICAL, CÎT ȘI DE MASE DE AER POLAR)

1	2	3
6. Climă subtropicală umedă 20°—35°N și S	*Cfa* Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu veri foarte calde	Limitele continentale răsăritene subtropicale, dominate de mase de aer maritim umed (*mT*), care vin din porțiunile occidentale ale celulelor de înaltă presiune de deasupra suprafețelor oceanice. În anotimpul soarelui înalt (vara din emisfera respectivă) precipitațiile sînt abundente și temperaturile ridicate. Iernile sînt răcoroase cu invazii frecvente ale maselor de aer polar continental (*cP*). Frecvente furtuni ciclonice.

1	2	3
7. Climă maritimă de coastă vestică 40°—60°N și S	*Cfb* Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu veri calde și *Cfc* Climă temperată ploioasă umedă mezotermă, dar cu veri scurte și răcoroase.	Coastele vestice de la latitudini medii expuse vîntului, primesc frecvente furtuni ciclonice cu mase de aer polar maritim (*mP*) răcoros și umed. Se produc înnourări pronunțate și precipitații bine distribuite cu valori maxime în timpul iernii. Amplitudinea anuală de temperatură este mică la latitudinile medii.
8. Climă mediteraneană 30°–45°N și S	*Csa* Climă temperată ploioasă (umedă mezotermă) cu vară uscată și foarte caldă și *Csb* Aceeași climă temperată ploioasă (umedă mezotermă), dar cu vara uscată și caldă.	Această climă cu iarnă umedă și vară uscată rezultă din alternarea sezonieră a condițiilor care dau naștere tipurilor de climă de la poziția 4 și 7; masele de aer *mP* predomină iarna, cu perturbații ciclonice și precipitații abundente, iar masele de aer mT_s predomină vara, cu secetă excesivă. Amplitudinea termică anuală moderată.
9. Climă de deșert și de stepă de la latitudini medii 35°—50°N și S	*BWk* Climă de deșert, răcoroasă *BWk'* Climă de deșert, dar rece; și *BSk* Climă de stepă, răcoroasă *BSk'* Climă de stepă, dar rece	Deșerturile și stepele interioare de la latitudini medii ale regiunilor apărate de munți împotriva invaziei maselor de aer maritim (*mT* sau *mP*), dar dominate vara de mase de aer continental tropical (*cT*) și iarna de mase de aer continental polar (*cP*). Amplitudinea termică anuală mare; veri foarte calde, ierni reci.
10. Climă continentală umedă 35°—60°N	*Dfa* Climă de pădure, rece și cu zăpadă (umedă microtermă), umedă pe toată durata anului, cu veri foarte calde și *Dfb* Climă de pădure, rece și cu zăpadă umedă microtermă, dar cu veri calde; de asemenea *Dwa* Climă de pădure, rece cu zăpadă (umedă microtermă), cu ierni uscate și veri foarte calde și *Dwb* Climă de pădure, rece cu zăpadă (umedă microtermă), dar cu veri calde.	Aflate în porțiunile centrale și răsăritene ale continentelor, la latitudini medii, aceste tipuri de climă sînt situate în zona frontului polar-cîmpul de dispută (desfășurare) a maselor de aer polar și tropical. Contrastele sezoniere sînt marcante, iar vremea este foarte variabilă. Precipitațiile ample de pe întreaga durată a anului sporesc vara prin invazia maselor de aer tropical maritim (*mT*). Iernile reci sînt dominate de mase de aer continental polar (*cP*), care vin frecvent din regiunile de formare nordice.

GRUPA A III-A, CLIMELE DE LA LATITUDINI ÎNALTE (DETERMINATE DE MASE DE AER POLAR ȘI ARCTIC)

1	2	3
11. Climă continentală subarctică 50°—70°N	*Dfc* Climă de pădure rece și cu zăpadă (umedă microtermă), umedă pe întreaga durată a	Această zonă de climă se află în regiunea de formare a maselor de aer continental polar (*cP*), care iarna sînt stabile și foarte reci. Verile sînt scurte și răcoroase. Amplitudinea anuală de temperatură este

1		2	3
		anului cu veri răcoroase şi	mare. Furtuni ciclonice în care este atras aer polar maritim (*mP*) dau uşoare precipitaţii, dar evaporarea este redusă şi, ca atare, clima este efectiv umedă.
	Dfd	Climă de pădure rece şi cu zăpadă (umedă microtermă), dar cu ierni foarte reci, de asemenea	
	Dwc	Climă de pădure, rece şi cu zăpadă (umedă microtermă), cu iarnă uscată şi vară răcoroasă şi	
	Dwd	Climă de pădure, rece şi cu zăpadă (umedă microtermă), dar cu iarnă foarte rece	
12. Climă maritimă subarctică 50°—60° N şi 45°—60°S	*ET*	Climă polară de tundră	Aflate în zona poziţiei de iarnă a frontului arctic aceste coaste şi insule de latitudine subarctică expuse vîntului sînt dominate de masa de aer răcoros *mP*. Precipitaţiile sînt relativ bogate, iar amplitudinea anuală a temperaturii este mică pentru latitudinea respectivă.
13. Climă de tundră La nord de 55° N La sud de 50° S	*ET*	Climă polară de tundră	Ţărmurile arctice sînt situate de-a lungul frontului arctic în care mase de aer polar (*mP*, *cP*) se întîlnesc cu mase de aer arctic (*A*) în cadrul furtunilor ciclonice. Clima este umedă şi foarte rece, lipsită de anotimp cald (vară). Influenţa moderatoare a oceanului înlătură severitatea excesivă a iernii ca în tipul de climă de la poziţia 11.
14. Climă de calotă glaciară (Groenlanda, Antarctica)	*EF*	Climă polară cu îngheţ veşnic	Regiunile de formare a maselor de aer arctic (*A*) şi antarctic (*AA*) situate deasupra marilor calote glaciare continentale au o climă cu media anuală a temperaturii aerului mult inferioară tuturor celorlalte clime şi care prezintă întotdeauna valori negative. Altitudinea mare a platourilor de gheaţă intensifică răcirea maselor de aer.
Climă alpină			Climă umedă răcoroasă pînă la rece, situată în zonele de mare altitudine ale lanţurilor muntoase; este limitată ca întindere şi nu a fost cuprinsă în sistemul de clasificare.

la circa $52^1/_2$° latitudine sudică. Intervalul anual de variaţie a temperaturii aerului (amplitudinea) este aici de numai 4°C (7,5°F), iar precipitaţiile anuale totale de 300 cm (119 in) sînt atît de uniform distribuite încît nici una dintre luni nu primeşte în medie mai puţin de 20 cm (8 in) sau mai mult de 30 cm (12 in).

2. *Regimul ecuatorial.* Fîşia ecuatorială, despre care se poate afirma că posedă un înalt grad de uniformitate termică, se caracterizează printr-o mare stabilitate a temperaturilor medii lunare, dar rareori a cantităţilor lunare de precipitaţii. Regimul climatic dezvoltat la aceste latitudini foarte joase poartă numele de *regim ecuatorial.* Cele două exemple din figura 13.6, *F* şi *G*, prezintă intervale anuale de variaţie excepţional de mici în ceea ce priveşte valorile cantităţilor lunare ale precipitaţiilor. Figura 13.7 ilustrează o situaţie mai obiş-

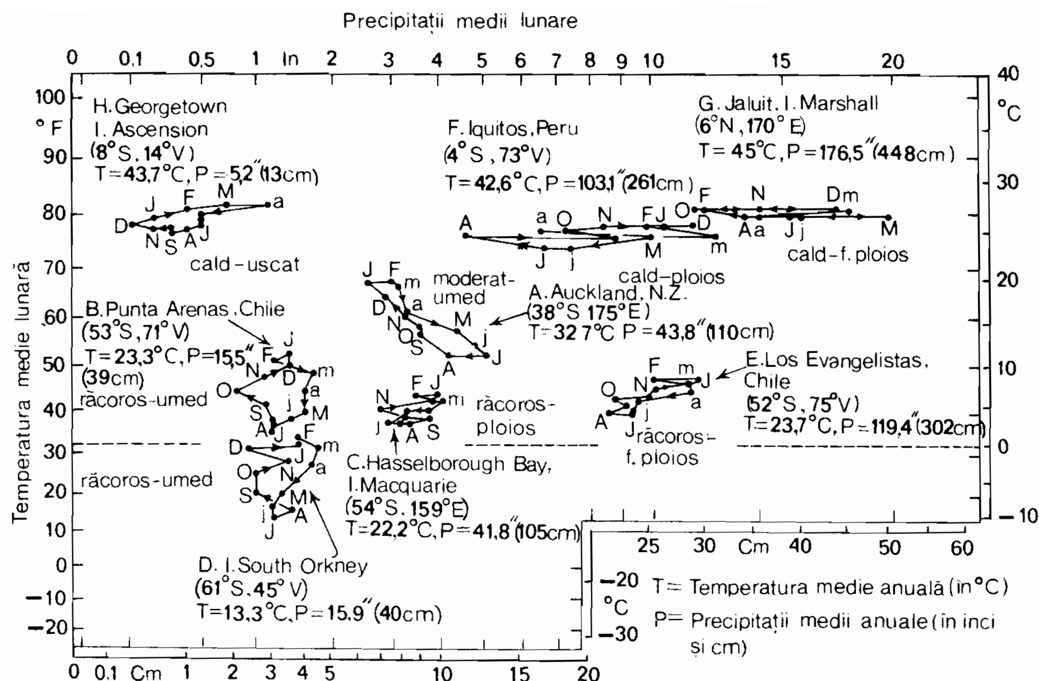


Fig. 13.6 Exemple de regimuri climatice foarte uniforme pe bază de diagrame cu termohiete (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain* **și** *G.T. Trewartha).*

nuită, constînd dintr-o uniformitate termică excepțională suprapusă unui interval larg de variație a cantităților lunare de precipitații, rezultatul fiind o diagramă cu termohiete care constituie aproape o dreaptă orizontală. Observăm intervalele largi de variație a precipitațiilor lunare, asociate cu totaluri anuale mari.

Pe măsura creșterii altitudinii, întregul ciclu se deplasează în partea stîngă inferioară a graficului, dar cu modificări mici în alte privințe, așa cum arată succesiv diagramele

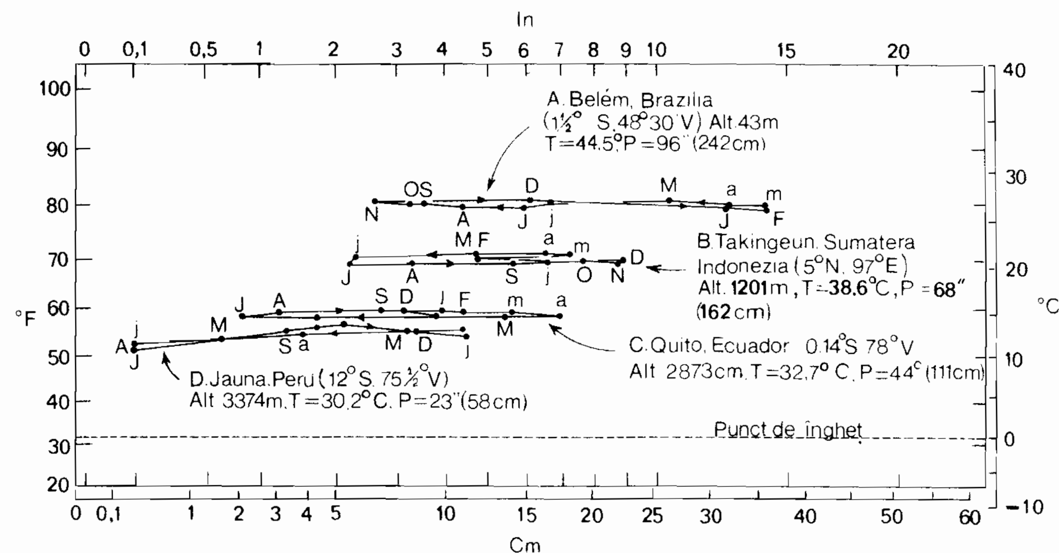


Fig. 13.7 Exemple de stațiuni cu regim climatic ecuatorial umed (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain*).

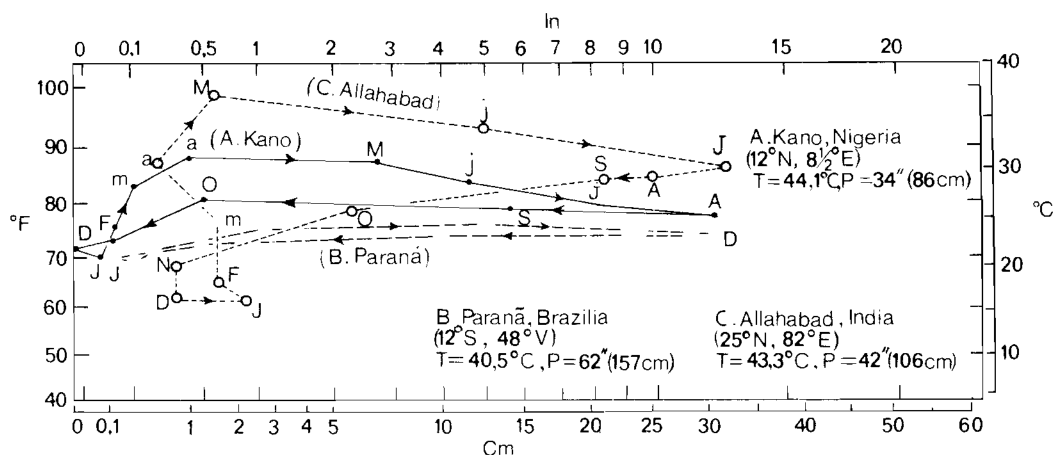


Fig. 13.8 Exemple de stațiuni cu regim climatic tropical umed-uscat (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain).*

pentru Takingeun (Sumatera), Quito (Ecuador) și Jauja (Peru) (fig. 13.7, *B, la D*).

Uniformitatea în privința temperaturii, dar nu și în privința precipitațiilor se întîlnește numai în deșerturile foarte aride și va fi tratată mai jos în cadrul regimului de deșert. Georgetown, în insula Ascension (fig. 13.6), constituie un caz aparte de uniformitate totală la latitudini ecuatoriale, dar cu o climă foarte uscată.

3. ***Regimul tropical umed-uscat.*** Regimul tropical umed-uscat se distinge prin faptul că anotimpul foarte ploios din perioada soarelui înalt alternează cu un anotimp foarte uscat în perioada soarelui jos, această alternare fiind de regulă însoțită de un interval sezonier moderat din punct de vedere termic. Figura 13.8 arată termohietele unor stațiuni cu regim tropical umed-uscat. Parana, în Brazilia, tinde spre uniformitate termică, dar această uniformitate este contracarată de un mare contrast în privința secetei și ploilor. Kano (Nigeria) este sub multe aspecte un exemplu extrem pentru latitudinile joase, avînd o perioadă

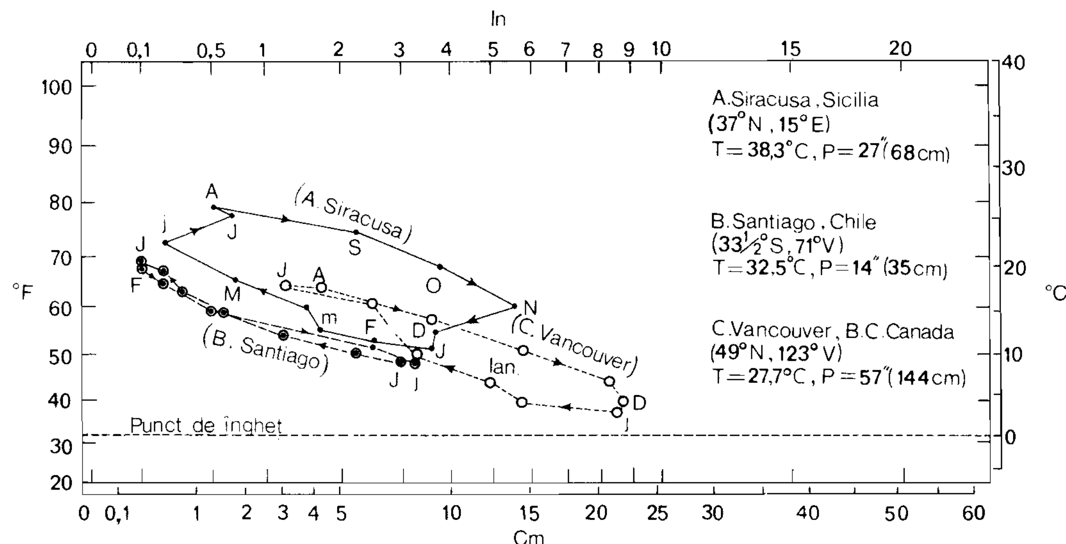


Fig. 13.9 Exemple de stațiuni cu regim climatic mediteranean (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain).*

fără ploi atunci cînd declinația Soarelui atinge maximul în emisfera sudică, în contrast izbitor cu perioada foarte umedă care urmează solstițiului de vară. Evident, un regim cu asemenea contraste în precipitații va afecta puternic viața plantelor și animalelor în anotimpul uscat.

O trăsătură remarcabilă a regimului tropical umed-uscat este vîrful termic atins aproximativ în aprilie — mai în emisfera nordică. După luna mai temperaturile devin mai moderate, datorită dezvoltării unei pături de nori și efectului de răcire al ploilor și evaporării. Astfel, în anumite regiuni tropicale găsim un ciclu cu trei anotimpuri: răcoros-uscat, foarte cald-uscat și cald-umed. În nordul Indiei mai ales, diagrama cu termohiete ia o formă specifică, asemănătoare cifrei 8, așa cum se vede din datele pentru Allahabad (fig. 13.8,*C*). Aici intervalul de variație (amplitudinea) termică este exagerat de latitudinea superioară și se suprapune unui puternic muson asiatic.

4. *Regimul mediteranean.* Regimul mediteranean (regim subtropical cu vară uscată) se caracterizează printr-o vară caldă și foarte uscată alternînd cu o iarnă blîndă și umedă. Extremele de precipitații ale anotimpurilor uscat și umed nu sînt cu mult diferite față de cele ale regimului tropical umed-uscat, dar se află în faze exact inverse în raport cu declinația Soarelui. În plus, ciclul termic al regimului mediteranean tinde să fie relativ uniform datorită așezării pe coasta de vest în zona vînturilor de vest predominante.

Diagramele cu termohiete (fig. 13.9) ilustrează două tipuri de regim mediteranean. Santiago (Chile) constituie tipul mai răcoros și mai uscat situat pe coasta vestică a continentelor. Siracusa (Sicilia) este un tip mai cald și mai umed, cu un interval de variație termică mai mare și cu veri mai călduroase. O trăsătură distinctivă a diagramei este aceea că bucla ia forma unei elipse a cărei axă mare se înclină în jos spre dreapta. Aceeași tendință poate fi constatată în diagramele tuturor stațiunilor de coastă vestică aflate în coridorul vînturilor de vest, indiferent de existența sau inexistența unui anotimp uscat (vezi Vancouver — Columbia Britanică în figura 13.9,*C* și Auckland — Noua Zeelandă — în figura 13.6,*A*). Ca și în cazul regimului tropical umed-uscat, regimul mediteranean afectează puternic viața vegetală și animală în anotimpul de vară aproape lipsit de ploi, dar în nici unul din aceste două regimuri frigul nu constituie un factor important.

5. *Regimul continental.* Regimul continental este dominat de un interval de variație termică anuală (amplitudine) mare, adesea însoțit de o iarnă foarte rece. Diagramele din figura 13.10 prezintă o alungire distinctivă și sînt orientate pe diagonală dinspre colțul din dreapta sus spre cel din stînga jos. Semnificația orientării în diagonală a diagramelor este aceea că anotimpul cald are precipitații considerabil mai bogate decît anotimpul rece. Astfel, regimul continental prezintă contraste sezoniere atît în privința temperaturii cît și în privința precipitațiilor. Există o deosebire considerabilă în ariditatea sau umiditatea totală a climei între diferitele puncte de pe un continent.

Așa cum este înfățișat în figura 13.10 centrele continentelor tind să fie uscate (Iakutsk, U.R.S.S.) în timp ce regiunile situate mai către est au precipitații din ce în ce mai mari pe întreaga durată a anului (Omaha — S.U.A. și Shanghai — R. P. Chineză). Așa cum ne putem aștepta, latitudinile superioare implică o scădere marcantă a temperaturilor și, în același timp, o creștere a amplitudinii anuale. Într-o anumită privință, regimul continental seamănă cu regimul tropical umed-uscat: cantitatea maximă de precipitații cade în perioada soarelui înalt. Ne putem deci aștepta la o transformare treptată spre nord a regimului tropical umed-uscat în regim continental, în regiunile unde clima este urmărită de-a lungul porțiunilor centrale și răsăritene ale continentului din zona tropicală pînă în zona latitudinilor medii.

6. *Regimul polar.* În ambele emisfere există, de la cercurile arctic și antarctic spre poli, un *regim polar*. Acest regim are, firește, temperaturi joase tot anul. Numai trei-patru luni pot avea valori medii deasupra punctului de îngheț. Diagramele stațiunilor reprezentative de pe țărmurile arctice sînt astfel situate foarte jos în stînga graficului (fig. 13.11,*A*—*C*). Precipitațiile pot fi măsurate, dar sînt reduse cantitativ în toate lunile anului. Intervalul extrem al intensității insolației în cursul anului dă naștere unei amplitudini termice anuale mari de 22°—28°C (40°—50°F), dar și această valoare este depășită cu mult în regimul continental la latitudini mai joase

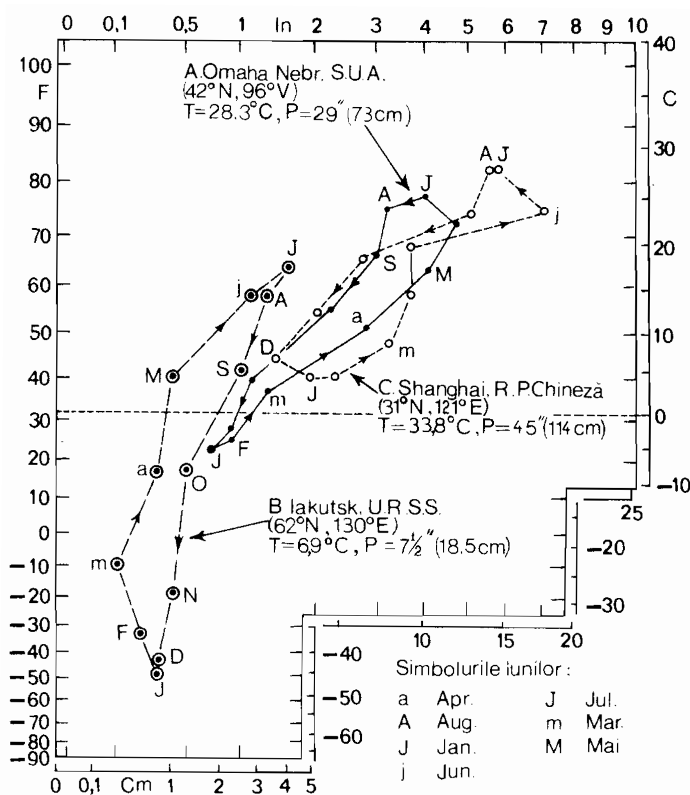


Fig. 13.10 **Exemple de stațiuni cu regim climatic continental (date furnizate de G. T. Trewartha și** ***Meteorological Office of Great Britain*****).**

în Canada și U.R.S.S. (Siberia) (vezi Iakutsk, fig. 13.10).

Cel mai intens regim polar se află însă la altitudini mari în interiorul calotelor glaciare din Groenlanda și Antarctica. Termohieta înregistrărilor pe un an la Eismitte (stațiune situată la peste 2 700 m înălțime în partea centrală a Groenlandei) arată că numai două medii lunare au depășit —18°C (0°F) în timp ce patru luni au avut medii de —40°C sau mai joase. Deoarece nu poate exista viață vegetală în condițiile calotelor glaciare, această formă de regim polar constituie un deșert rece total.

7. ***Regimul de deșert.*** Regimul de deșert îmbină precipitații foarte scăzute cu temperaturi ce variază de la cald la cald extrem. În consecință, diagrama tipică se află în extremitatea stîngă și în general destul de sus (fig. 13.11, *D — F*). Ciclurile anuale ale multor stații din deșert nu au nici o lună cu cantitatea precipitațiilor peste 0,5 cm (0,2 in). Precipitațiile sînt sporadice, astfel încît media de 0,25 cm (0,1 in) pentru o anumită lună poate reprezenta precipitațiile unei singure furtuni, precedată și urmată de mulți ani în care luna respectivă a fost lipsită de ploi. În privința temperaturii, regimul de deșert suferă influența unuia dintre celelalte trei regimuri. Efectul regimului continental se simte în interiorul maselor mari de uscat, așa cum arată diagrama pentru Stuart (Australia); aici intervalul anual de variație termică este de 17°C (30°F). Efectul regimului mediteranean se vede în diagrama pentru Cairo (R.A.E.) care indică o vară lipsită de ploi și un pronunțat maxim al precipitațiilor în timpul iernii. Uniformitatea termică a latitudinilor joase se vădește în diagrama pentru Iquique (Chile), cu o amplitudine termică de numai 7°C (11°F). Regimul de deșert creează mari dificultăți plantelor și animalelor, în primul rînd din cauza lipsei de apă pe întreaga durată a anului, cît și (în multe puncte) din cauza încălzirii excesive a aerului și solului în perioada soarelui înalt.

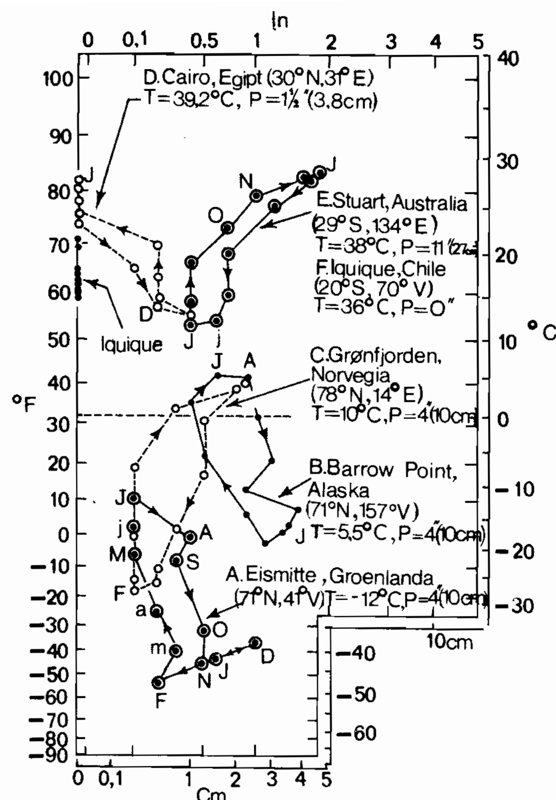


Fig. 13.11 Exemple de stațiuni cu regim climatic de deșert și polar (date furnizate de G. T. Trewartha și *Meteorological Office of Great Britain*).

Combinații de regimuri climatice

Cele șapte regimuri climatice au arii specifice de dezvoltare optimă și am putea considera că ele formează o clasificare climatică a lumii cu șapte tipuri fundamentale — fiecare dintre acestea fiind ușor de interpretat în funcție de ciclul anual de insolație, proprietățile maselor de uscat și apă, vînturile dominante și interacțiunea maselor de aer în cadrul fronturilor și perturbațiilor atmosferice. Pe de altă parte, mari întinderi de uscat se caracterizează prin regimuri intermediare, alcătuite din două sau mai multe regimuri fundamentale. Iată deci motivul pentru care am ales o clasificare climatică cu patrusprezece clase în loc de șapte.

Dacă regimul climatic al unei regiuni combină două sau mai multe regimuri fundamentale, putem folosi o terminologie bazată pe denumirile celor șapte regimuri. De exemplu, Cairo, în Egipt (fig. 13.11, *D*) are „un regim de deșert cu tendință mediteraneană", Allahabad, în India (fig. 13.8, *C*) are un „regim tropical umed-uscat cu pronunțată influență continentală"; iar Iakutsk în U.R.S.S. (fig. 13.10, *B*) are „un regim continental cu influență polară".

Așa cum se va arăta în capitolul 21, structura și repartizarea formelor fundamentale de vegetație naturală reflectă îndeaproape influențele celor șapte regimuri climatice. Dezvoltarea solurilor este influențată în chip asemănător. Această strînsă asociere a vegetației naturale și a solurilor cu clima îndreptățește pe deplin analizarea climelor lumii în funcție de regimurile fundamentale.

Capitolul 14
Apa din sol și bilanțul hidric

ATENȚIA GEOGRAFILOR SE ÎNdreaptă astăzi tot mai mult către un concept fundamental în climatologie și anume acela care prevede că accesibilitatea apei pentru plante și animale este un element mai important în clasificarea zonelor de climă decît înseși precipitațiile, care reprezintă doar cantitatea de apă primită din atmosferă. O mare parte din apa căzută sub formă de precipitații se pierde în diverse moduri și nu poate fi utilizată de plante și de animale. Ca și în cazul unui buget fiscal, atunci cînd pierderea lunară sau anuală de umiditate depășește cantitatea de precipitații, avem de-a face cu un deficit bugetar, iar cînd precipitațiile depășesc pierderea, rezultă un surplus bugetar. Analiza *bilanțului hidric (bugetului hidric)* propriu unei anumite regiuni de pe suprafața Pămîntului se face ca și cea a unui buget fiscal, necesitînd doar adunări și scăderi cantitative pe perioade fixe de timp, cum ar fi luna sau anul calendaristic. Pe de altă parte, pentru a înțelege cauzele acestor cîștiguri și pierderi este necesar să se studieze procesele fizice care afectează apa în stare de vapori, lichidă și solidă, nu numai în atmosferă, ci și în sol, în roci, precum și în rîuri, lacuri și ghețari. *Hidrologia* este știința care se ocupă cu relațiile hidrice ca sistem complex, dar unitar, al Pămîntului. În capitolul de față obiectul principal al preocupărilor noastre îl constituie hidrologia solului.

Apa de suprafață și apa subterană

Putem clasifica apa în: *apă de suprafață*, care curge expusă sau stagnează pe pămînt și în *apă subterană*, care ocupă golurile din sol, din stratul inferior de alterare sau din roca subiacentă. Apa care se află în sol, pe o adîncime de cîteva zeci de centimetri de la suprafață, se numește *apă din sol*, și de ea se ocupă botanistul, pedologul și inginerul agronom. Apa reținută în cavitățile rocii sau adînc în stratele groase de materiale neconsolidate se numește de obicei *apă freatică (apă subterană)* și este studiată de geolog, care se ocupă de modul de înmagazinare și de scurgere a acestei ape în diverse tipuri de roci și structuri. Apa de suprafață din rîuri și ghețari, ca și abordarea din punct de vedere geologic a apei freatice vor fi discutate în capitolele următoare.

Ciclul hidrologic

Apa din oceane, din atmosferă și de pe uscat suferă în mișcarea ei un mare număr

de schimbări continue, atît în ceea ce privește poziția geografică, cît și starea ei fizică, schimbări cunoscute sub numele de *ciclul hidrologic* (fig. 14.1). O moleculă de apă ar putea — dacă am urmări-o neconteni — să parcurgă un anumit circuit dintr-o întreagă serie posibilă, care să necesite alternativ trecerea de la starea de vapori la cea de lichid sau solid. În descrierea ciclului hidrologic un bun punct de plecare îl constituie oceanele, care acopăr aproape trei sferturi din suprafața globului. S-a apreciat că de pe suprafața oceanelor se evaporă anual aproximativ 335 000 km^3 de apă, iar din lacuri și de pe suprafețele umede ale continentelor alți 65 000 km^3. Valoarea totală a evaporării anuale, 400 000 km^3, trebuie să fie egală, în medie, cu cantitatea totală de apă ce este restituită suprafeței pămîntului prin fenomenul de condensare din atmosferă. În fiecare an pe suprafața globului cad sub formă de precipitații aproximativ 100 000 km^3 de apă, cantitate suficientă pentru a acoperi, de pildă, o regiune de mărimea statului Texas cu un strat de 145 m grosime. Prin urmare, pe uscat cade mult mai multă apă decît se pierde prin evaporare în atmosferă de pe aceeași suprafață, iar o mare parte din cantitatea de precipitații căzute revine în mări sub formă lichidă.

Acele momente ale ciclului hidrologic care au în vedere vaporii de apă, mișcarea lor spre uscat odată cu masele de aer maritim, precum și eventuala lor precipitare, au fost tratate în capitolele 11 și 12, în cadrul meteorologiei. O parte din cantitatea de apă căzută se evaporă direct înainte de a atinge solul. O altă parte din cantitatea care ajunge pe sol se poate înapoia repede în atmosferă sub formă de vapori prin evaporare prin intermediul vegetației și de la suprafața solului; dar dacă ploaia este abundentă și prelungită, o mare cantitate din această apă va pătrunde în sol, constituind o parte a apei din sol. Dacă este situată aproape de suprafață, apa din sol poate fi restituită atmosferei de către plante, care o preiau prin rădăcini și o eliberează în aer prin frunze. O parte din apa solului se poate evapora direct în aerul din sol, care ocupă golurile din sol.

Cînd ploaia continuă, apa se infiltrează în sol, sub acțiunea forței de gravitație, ajungînd pînă la roca dură subiacentă sau pătrunzînd în stratele adînci neconsolidate. Această apă freatică se deplasează foarte

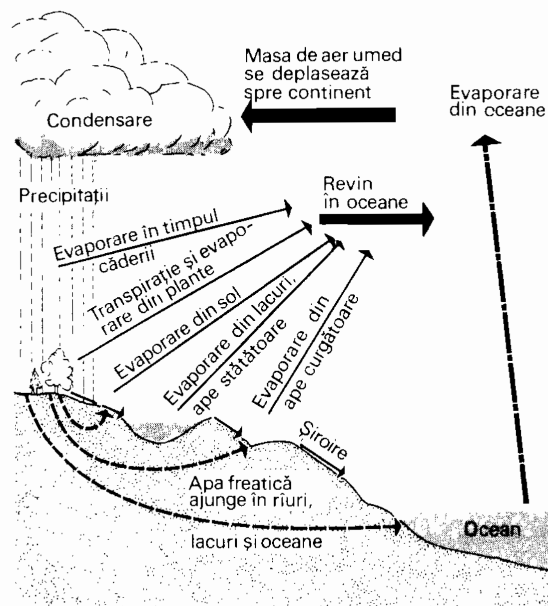


Fig. 14.1 Ciclul hidrologic urmărește circulația apei (a umidității) de la sursa ei (din ocean) pe diferite căi terestre, pînă la eventuala ei reîntoarcere în ocean (după Holtzman).

lent, dar în cele din urmă iese la suprafață, contribuind la formarea cursurilor de apă, a lacurilor, sau alimentează însăși bazinele oceanice.

Atunci cînd capacitatea solului de a primi și de a transmite cantitatea abundentă de apă din precipitații este depășită, se produc scurgeri de suprafață, apa deplasîndu-se pe pante direct în rîuri și lacuri. În timpul acestor scurgeri, apa poate ajunge fie direct în atmosferă prin evaporație, fie în oceane prin intermediul rîurilor. Am urmărit astfel apa pe întregul traseu al ciclului hidrologic.

Evaporarea și bilanțul caloric al Pămîntului

Bilanțul caloric anual al Pămîntului a fost prezentat în capitolul 8. În tabelul 8.2, coloana privind energia restituită atmosferei, cantitatea returnată prin procesul de transfer caloric latent (evaporare de pe sol și condensare ulterioară în atmosferă) este dată ca reprezentînd 23% din totalul energiei primite, echivalînd cu 0,111 langley pe minut pentru emisfera nordică. Importanța acestui proces de schimb caloric devine evidentă dacă reținem din tabelul 8.2 că cantitatea de energie implicată este aproape dublul radiației de unde lungi a solului (14%) și mai mult decît dublul cantității transferate prin conductivitate (10%).

S-au făcut încercări de evaluare a pierderilor de energie prin transfer caloric latent pe întreaga suprafață a globului. Hărțile de acest fel, deși incomplete, indică diferențe accentuate de la un loc la altul. Tabelul 14.1 dă cîteva valori reprezentative ale pierderii de căldură prin evaporare în diverse medii geografice de pe glob. Datele au fost reduse prin echivalare în langley/minut pentru a corespunde cu cele din tabelul 8.2.

Cunoștințele noastre privind repartizarea pe glob a izotermelor, a centrelor de presiune, a zonelor de vînturi și a maselor de aer (cap. 8–12) ne sînt acum utile în interpretarea datelor din tabelul 14.1. Valorile maxime ale transferului caloric latent prin evaporare se întîlnesc în sectoarele dinspre ecuator ale centrelor subtropicale de înaltă presiune. Aici, aerul uscat, împreună cu insolația intensă și cu o suprafață de ocean caldă, asigură o evaporare anuală maximă. Pe oceanele ecuatoriale, evaporarea, deși superioară mediei, este mai mică decît pe oceanele tropicale, deoarece aerul ecuatorial conține o mare cantitate de vapori de apă ca și o pătură mai întinsă de nori. Dimpotrivă, deșerturile tropicale se caracterizează prin valori foarte mici, pentru că solul este uscat și pentru că aproape nu există suprafețe de apă care să se poată evapora. Zonele interioare de la latitudini medii ale continentelor au de asemenea o evaporare anuală redusă, parțial din cauza iernilor lungi și reci. În ceea ce privește regiunile arctice și polare valorile sînt foarte mici datorită dominării temperaturilor scăzute ale aerului și solului.

Infiltrația și scurgerea superficială

În stare naturală nederanjată, cea mai mare parte a suprafeței solului este capabilă să absoarbă apa provenită din precipitații slabe sau moderate, procesul numindu-se *infiltrație*. Solurile au spații de trecere printre particulele de sol slab îmbinate, ca și goluri mai mari, cum sînt crăpăturile ce rezultă din uscarea solului, canalele și galeriile săpate de viermi și animale, canalele rămase în urma putrezirii rădăcinilor și golurile rezultate în urma umflării și prăbușirii solului, în funcție de formarea și topirea alternativă a cristalelor de gheață. O pătură de frunze și tulpini în descompunere atenuează șocul picăturilor de ploaie și menține aceste goluri deschise. Dacă ploaia cade prea repede pentru a se infiltra concomitent în sol, surplusul de apă curge în sensul pantei, sub forma unei pelicule sau pînze de apă de suprafață; acest proces de șiroire se numește *scurgere superficială*.

Așa cum s-a arătat în capitolul 11, precipitațiile se măsoară în centimetri pe oră, valoarea respectivă reprezentînd adîncimea pînă la care s-ar acumula apa căzută într-o oră, dacă ar fi colectată într-un recipient cu fund plat și pereți drepți, cu condiția ca nici o parte din ea să nu se piardă prin evaporare sau vărsare. În mod similar infiltrația se exprimă în centimetri pe oră și poate fi considerată ca viteza cu care ar scădea nivelul apei din recipientul respectiv dacă apa s-ar scurge printr-o bază poroasă. Scurgerea, de asemenea exprimată în centimetri pe oră, poate fi imaginată ca fiind egală cu cantitatea de apă ce se revarsă din recipient într-o oră, dacă ploaia este atît de abundentă încît toată apa căzută nu se poate scurge prin baza poroasă.

Este important la soluri faptul că *capacitatea* lor *de infiltrație*, adică posibilitatea de infiltrare a apei de ploaie, este de regulă mare la începutul unei ploi care a fost prece-

TABELUL 14.1*

Regiunea	Zona de latitudine	Fluxul de energie (langley/minut)
Oceanele ecuatoriale	5°S—5°N	0,11—0,15
Zona tropicală sudică a oceanelor Indian și Pacific	10°—20°S	0,23—0,27
Zona tropicală nordică a oceanelor Atlantic și Pacific	15°—25°N	0,15—0,19
Zona tropicală a Africii de Nord și a Peninsulei Arabe	20°—30°N	sub 0,02
Oceanele de latitudini medii	40°—60°N și S	0,04—0,11
Zona interioară de latitudine medie a Americii de Nord și Asiei	40°—60°N	0,02—0,04
Regiunile arctice și polare	peste 60°N și S	sub 0,02

* După M. I. Budiko, 1958

dată de o perioadă secetoasă, dar scade rapid pe măsură ce ploaia continuă să cadă și solul se îmbibă cu apă. După cîteva ore capacitatea de infiltrație a solului devine aproape constantă. Cauza înregistrării unei valori inițiale ridicate și a scăderii ei ulterioare rapide, constă, firește, în faptul că golurile din sol se astupă rapid cu particule aduse de sus, sau tind să se închidă pe măsură ce particulele de argilă se umezesc și gonflează. De aci se poate deduce că solurile nisipoase, cu argilă puțină sau de loc, nu vor prezenta o scădere atît de pronunțată a capacității de infiltrație, ci vor continua să permită pătrunderea apei în cantități apreciabile. Pe de altă parte, solurile argiloase se saturează rapid cu apă pînă la un punct de la care nu mai este posibilă decît o infiltrare foarte redusă. Acest principiu este ilustrat de graficul din figura 14.2, *A*, care prezintă curbele de infiltrație pentru două soluri, unul nisipos, iar celălalt bogat în argilă.

Rezultă, de asemenea, că solurile nisipoase pot permite infiltrarea apei, fără scurgeri de suprafață, chiar și în cazul unei ploi abundente și de lungă durată, pe cînd pe solurile argiloase o mare cantitate de apă din precipitații se scurge pe suprafața terenului, înlesnind astfel eroziunea în adîncime. Numeroase forme de perturbare artificială a solurilor naturale tind să micșoreze capacitatea de infiltrație și să mărească scurgerile de suprafață (fig. 14.2, *B*, *C*). Lucrarea pămîntului tinde să lase solul descoperit, astfel încît ploaia astupă repede porii solului. Incendiile, care distrug vegetația protectoare și litiera, expun de asemenea solul efectelor ploii. Copitele vitelor bătătoresc solul poros, transformîndu-l într-un strat dens și dur. Nu e de mirare, prin urmare, că omul, prin lucrările sale agricole și prin pășunat, a schimbat radical raportul inițial infiltrație-scurgere, declanșînd o eroziune intensă, micșorînd în același timp rezervele de umiditate ale solului, care ar putea asigura creșterea plantelor și alimenta cursurile de apă în perioadele secetoase.

Evaporarea și transpirația

Între perioadele ploioase, apa existentă în sol este cedată treptat printr-un dublu proces de uscare. Mai întîi, evaporarea directă în aer se produce la suprafața solului pentru ca cu timpul să afecteze și straturile mai profunde. Aerul de asemenea intră liber în sol și poate fi împins în sol și apoi scos ca urmare a schimbărilor de presiune atmosferică. Chiar dacă solul n-ar „respira" în acest fel, are loc totuși o difuziune lentă a vaporilor de apă spre suprafață prin porii deschiși ai solului. De regulă, într-un singur anotimp secetos doar primii 30 cm de sol se usucă prin evaporare, dar în cazul secetelor prelungite din deșerturi uscarea atinge adîncimi de mai mulți metri. În al doilea rînd, plantele absorb apa din sol printr-o vastă rețea de rădăcini fine. Această apă, după ce trece prin tulpină și ramuri, ajungînd în frunze, este eliminată în atmosferă prin porii frunzelor, sub formă de vapori. Acest proces se numește *transpirație*. Detalii suplimentare cu privire la transpirația plantelor sînt date în capitolul 20. Puțini dintre

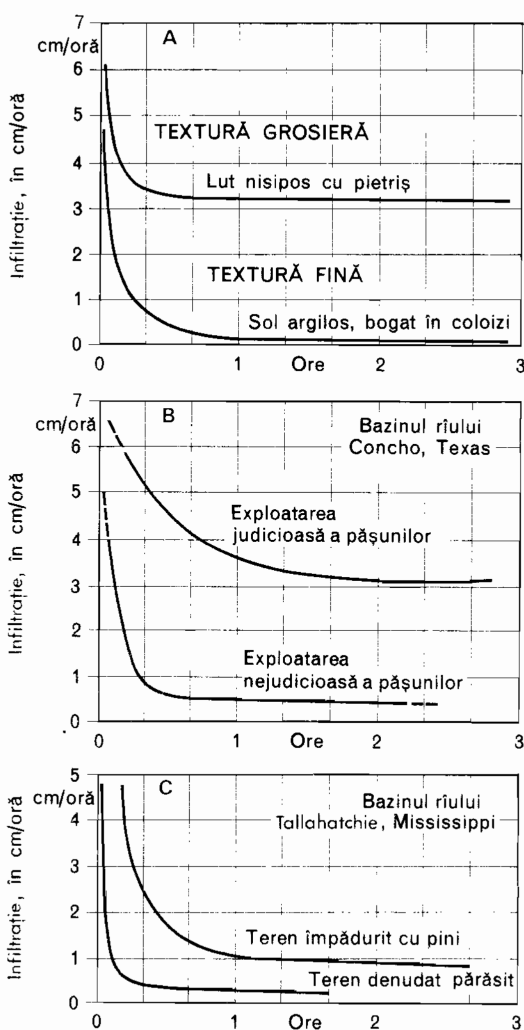


Fig. 14.2 Capacitatea de infiltrație variază larg, în funcție de textura solului și de modul de folosință a terenului (date din Sherman, Musgrave și Foster).

noi ne dăm seama de cantitățile enorme de apă eliminate de plante prin transpirație.

„Un singur fir de porumb a transpirat 204 litri de apă în perioada 5 mai — 8 septembrie. Firele de porumb (6 000 în total) de pe un acru (0,4 ha) ar transpira, prin urmare, în aceeași perioadă 1 225 000 litri de apă, cantitate echivalentă cu o pînză de apă de 28 cm ce ar acoperi întreaga suprafață a acrului. S-a estimat de asemenea, că un acru de arțari roșii, care cresc pe un sol cu umiditate pronunțată, poate pierde în anotimpul de creștere o cantitate de apă ce ar acoperi întreaga suprafață cu un strat gros de 72 cm. Solul acoperit cu vegetație cedează, în general, umezeala cu mult mai repede decît solul dezgolit. Aproape întreaga cantitate de apă pierdută de sol sub primii 15—20 cm se datorează absorbției și transpirației plantelor“ *.

În studiile de climatologie și de hidrologie este preferabil să folosim termenul de *evapotranspirație* pentru a denumi acel fenomen de pierdere combinată a umidității solului prin evaporare directă și prin transpirația plantelor. Ritmul evapotranspirației slăbește în timpul unei perioade secetoase de vară pe măsură ce umezeala din sol scade, deoarece plantele recurg la diverse procedee pentru a reduce transpirația. În general, cu cît rămîne mai puțină umezeală cu atît este mai lentă pierderea prin evapotranspirație. Ca atare, este necesar să definim două forme de evapotranspirație: *evapotranspirația potențială* — pierderea maxim posibilă de apă în anumite condiții de vegetație și factori climatici, presupunînd că am putea reda solului prin irigare toată apa pe care plantele o consumă și pe care porii solului o pot reține — și *evapotranspirația reală* care este cantitatea reală sau măsurată de evapotranspirație, care se micșorează pe măsură ce se reduce umiditatea solului.

* W. W. Robbins, T. E. Weier, C. R. Stocking, *Botany, An Introduction to Plant Science*, John Wiley and Sons, New York, 1957, ed. II, p. 187.

În figura 14.3 sînt transpuși într-o diagramă diferiții termeni explicați pînă acum, pentru a reda imaginea acelei părți a ciclului hidrologic în care este implicat solul. Așa cum arată semnul plus, stratul de sol primește apă din precipitații și prin infiltrație. Semnul minus indică pierderile de apă prin transpirație, evaporare și scurgere de suprafață, ca și prin percolare — datorită gravitației — prin sol în pînza freatică.

Umiditatea din sol

Cînd infiltrația are loc în timpul unor ploi abundente și prelungite (sau cînd se topește stratul de zăpadă), apa, atrasă de forța gravitației, trece prin porii solului și umezește succesiv orizonturile inferioare. În scurt timp golurile din sol se umplu cu apa antrenată într-o mișcare descendentă. Cîteva bule de aer mai rămîn prinse în unele goluri. Percolarea continuă apoi spre roca subiacentă. Să presupunem acum că ploaia a stat și că urmează o perioadă de cîteva zile cu vreme uscată. Surplusul de apă din sol continuă să se scurgă în jos, dar o parte din apă se prinde de particulele din sol și rezistă atracției gravitaționale, datorită forței de *tensiune capilară*. Cunoaștem cu toții felul în care o picătură de apă pare a fi închisă într-o „piele“ de molecule superficiale, care dă picăturii o formă rotunjită, permițîndu-i să rămînă prinsă de gura unui pahar fără să se prelingă. În mod asemă-

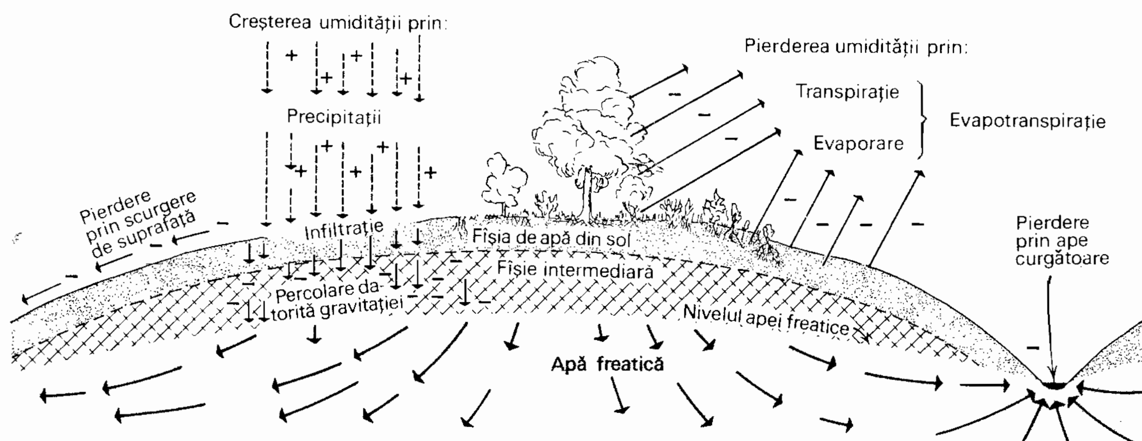


Fig. 14.3 Stratul acvifer freatic joacă un rol important în ciclul hidrologic.

nător, pelicule subțiri de apă aderă la grăunții de sol, mai ales în punctele de contact ale acestora, rămînînd acolo pînă cînd se pierd prin evaporare sau prin absorbție în rădăcinile plantelor.

Spunem că un sol care a fost mai întîi saturat cu apă, iar apoi drenat prin gravitație pînă cînd încetează orice percolare, a atins întreaga sa *capacitate pentru apă în cîmp*. La cele mai multe soluri, aceasta durează 2—3 zile, cea mai mare parte a apei scurgîndu-se în interval de o zi. Capacitatea pentru apă în cîmp se măsoară în unități de adîncime, de regulă centimetri, ca și precipitațiile. Aceasta înseamnă că, dacă am extrage toată umiditatea de cîmp dintr-un cub de sol cu muchia de 12 inci (1 ft^3), ea ar forma un strat de apă gros de 3 inci într-un recipient de 1 ft^2, ceea ce echivalează cu absorbția completă a 3 inci de precipitații într-un strat de sol de 12 inci complet uscat. (În cele de mai sus se pot folosi, prin substituire, unități metrice de volum și adîncime.)

Capacitatea pentru apă în cîmp a unui sol depinde în mare măsură de textura acestuia. Solurile nisipoase au o capacitate foarte redusă; cele argiloase au o capacitate ridicată. Acest lucru este arătat în figura 14.4, o diagramă în care capacitatea pentru apă în cîmp este reprezentată în raport cu textura solului (de la grosieră la fină). Vom observa că solurile nisipoase își ating capacitatea pentru apă în cîmp foarte repede, atît din cauza ușurinței cu care pătrunde apa, cît și din cauza cantității mici necesare. Solurile argiloase au nevoie de ploi îndelungate pentru a atinge capacitatea de apă în cîmp, deoarece infiltrația este lentă, iar cantitatea totală de apă necesară este mare.

Specialiștii în agronomie folosesc încă un indice de măsurare a umidității solului denumit *coeficient* (punct) *de ofilire*. Acesta reprezintă cantitatea de apă din sol sub care plantele nu mai pot extrage umiditate din sol, ceea ce duce la ofilirea frunzelor. Așa cum se vede din figura 14.4, punctul de ofilire depinde și de compoziția mecanică a solului.

Circuitul apei din sol

Cunoscînd datele de mai sus referitoare la procesele și terminologia cîștigurilor și pierderilor de apă din sol, putem aborda acum bilanțul hidric anual al solului, ale cărui principii sînt de mare importanță nu numai pentru fitogeografie și pentru agricultură, ci și pentru studiile ulterioare asupra

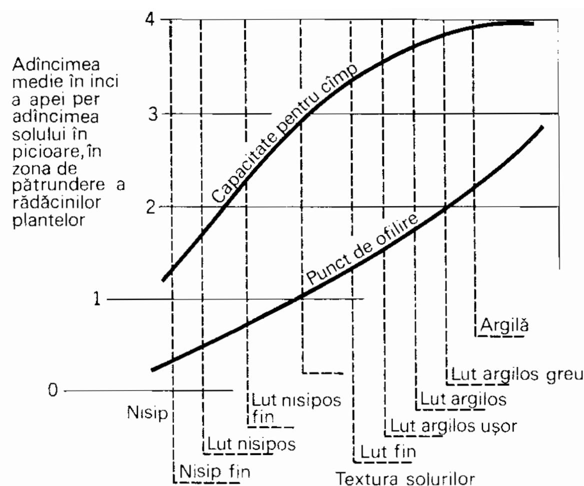


Fig. 14.4 Capacitatea pentru apă în cîmp și punctul de ofilire (coeficientul de ofilire) depind de textura solului (după Smith și Ruhe, « *Yearbook of Agriculture* », 1955).

apei freatice, scurgerilor de suprafață, cursurilor de apă și, implicit, asupra sculptării versanților.

Figura 14.5 ilustrează ciclul anual al apei din sol în anul 1944 la o stațiune agricolă experimentală din Coshocton (statul Ohio). Dacă urmărim schimbările din acest exemplu, ciclul poate fi considerat în general ca reprezentativ pentru condițiile climei umede de latitudine medie cu amplitudine termică mare între iarnă și vară. Să începem cu prima lună de primăvară (martie). În această lună, evaporarea este scăzută datorită temperaturilor joase. Abundența apei provenite din ploi și topirea zăpezilor a adus un surplus de umiditate în sol. Timp de două luni, cantitatea de apă ce se infiltrează în sol și ajunge în pînza freatică menține porii solului aproape plini cu apă. Acesta este intervalul în care avem de-a face cu terenuri moi și noroioase, cînd se circulă pe drumuri înămolite, cînd scurgerile sînt abundente și cînd rîurile mai mari pot provoca inundații. Sub aspectul bilanțului apei din sol spunem că există un *surplus de apă*.

Pînă în luna mai, creșterea temperaturii aerului și a evaporării, ca și dezvoltarea intensă a frunzișului plantelor, cu transpirația lui abundentă, reduc umiditatea din sol pînă sub capacitatea pentru apă în cîmp, deși aceasta se poate reface temporar, datorită unor ploi abundente. Pe la mijlocul verii, bilanțul hidric prezintă un important *deficit de apă*. Nici măcar aversele abundente de vară nu pot reface apa pierdută prin

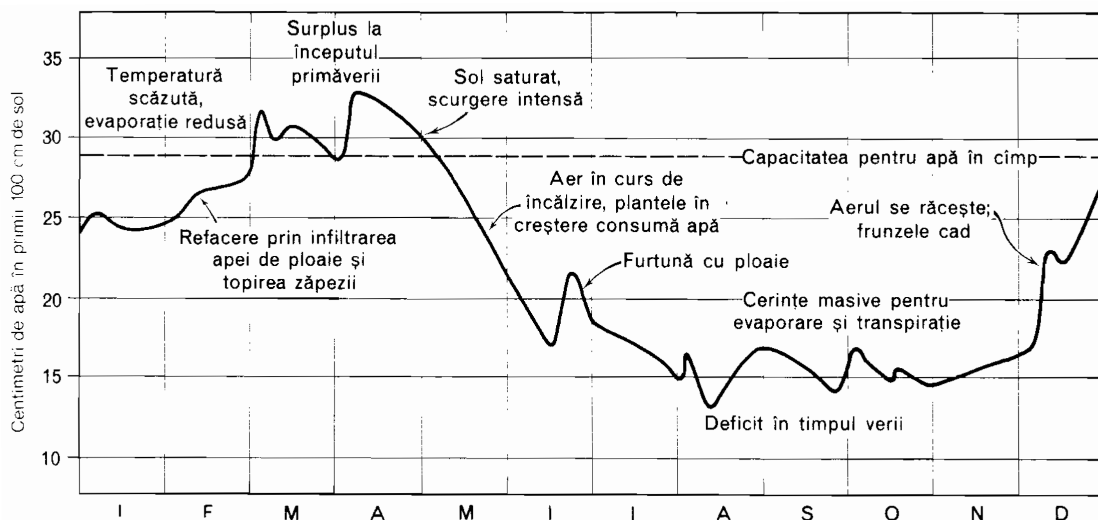


Fig. 14.5 Umiditatea din sol urmează un ciclu anual, cu surplus și deficit de apă (după Thornthwaite și Mather, « The Water Balance », 1955).

evapotranspirația intensă și continuă. Izvoarele mici și pîraiele seacă, iar solul devine uscat și tare. Prin noiembrie (iar uneori chiar prin septembrie) umiditatea solului începe din nou să crească, datorită faptului că plantele intră într-o stare biologică latentă, ceea ce reduce masiv pierderile de apă prin transpirație, iar temperatura scăzută a aerului reduce evaporarea. Către sfîrșitul iernii, de regulă în luna februarie, în condițiile stațiunii, capacitatea pentru apă în cîmp a solului este din nou refăcută.

Bilanțul hidric

După ce am văzut cum au loc schimbările de umiditate a solului de-a lungul anului, revenim acum la un concept mai generalizat al bilanțului hidric, analizînd cele două componente esențiale ale sale: precipitațiile, care prezintă veniturile și evapotranspirația potențială, care reprezintă cheltuielile. Vom studia aceste două cantități lună cu lună în cursul anului, folosind însă, în locul datelor unui singur an, valorile lunare medii calculate pentru o perioadă mai lungă.

Figura 14.6 arată bilanțul hidric pentru Seattle (statul Washington), o localitate tipică din zona de climă maritimă de pe coasta de vest. Au fost suprapuse două diagrame: *A* — precipitațiile lunare medii (linia groasă plină) și *B* — evapotranspirația potențială lunară medie (linia dublă). Fiecare diagramă este constituită dintr-o serie de trepte în sus și în jos pe perioada de 12 luni (în esență acestea sînt grafice cu coloane, a căror înălțime poate fi citită folosind scara de inci sau centimetri de pe margine). Observăm mai întîi că precipitațiile sînt maxime în lunile noiembrie — februarie, scăzînd însă la valori mici vara. Urmînd un curs aproape complet invers, evapotranspirația crește de la valori mici iarna la valori maxime în timpul verii. Aceasta este exact ceea ce trebuie să se întîmple la latitudini medii, deoarece evapotranspirația potențială crește odată cu temperatura aerului și cu numărul crescînd de ore în timpul cărora soarele strălucește pe cer.

În ianuarie, diagrama arată că precipitațiile sînt cu mult superioare evapotranspirației potențiale. Există un mare surplus de apă, care fie că se infiltrează în sol, fie că se scurge la suprafață pînă la rîul cel mai apropiat. Pe măsură ce avansează primăvara, evapotranspirația crește rapid, iar precipitațiile scad. În mai, evapotranspirația potențială depășește precipitațiile, ceea ce obligă să se recurgă la umiditatea înmagazinată în sol. În iunie, umiditatea solului este suficientă pentru a compensa lipsa de precipitații. Dar umiditatea solului este limitată la 10 cm de apă și se consumă complet pînă în prima parte a lui iulie *. La acest punct s-a trasat pe diagramă o linie verticală care marchează începutul deficitului de apă. Pînă la sfîrșitul lui septembrie se ajunge la un deficit de aproximativ

* Presupunem aici, pentru simplificare, că umiditatea din sol se consumă într-un ritm continuu, egal cu al evapotranspirației potențiale, pînă la epuizare. De fapt, ritmul consumului de umiditate scade pe măsură ce se micșorează cantitatea rămasă.

21 cm. În octombrie precipitațiile lunare depășesc din nou evapotranspirația potențială. Acum, surplusul este folosit pentru a reface, a *reîncărca*, umiditatea din sol; acest lucru însă nu se realizează decît spre sfîrșitul lui noiembrie (linia verticală din diagramă), cînd se revine la un surplus de apă.

Rezumînd bilanțul hidric anual pentru Seattle, este evident că regimul climatic pe care acesta îl reprezintă implică atît un surplus, cît și un deficit de apă, situate în anotimpuri opuse. Pe o diagramă separată, în partea superioară a figurii 14.6, se indică surplusurile și deficitele lunare împreună cu totalurile respective. Surplusul total este de 39,2 cm, iar deficitul total de apă este de 20,9 cm. Evident, pentru a susține din plin creșterea plantelor în iulie, august și septembrie, este nevoie de irigații intense. Analiza bilanțului hidric pentru Seattle are deci o mare însemnătate practică pentru agricultorii și horticultorii din regiune. Aceste principii ale bilanțului hidric, cu conceptele de deficit și surplus de umiditate, au fost elaborate de dr. C. Warren Thornthwaite, climatolog care a aplicat cunoștințele sale în rezolvarea problemelor practice ale agriculturii, ca și în elaborarea unui sistem mondial de clasificare climatică bazat pe relațiile dintre precipitații și evapotranspirație. Ulterior s-au introdus unele îmbunătățiri în ceea ce privește evaluarea cantității de umiditate care rămîne la instalarea deficitului, dar acestea depășesc cadrul prezentei discuții.

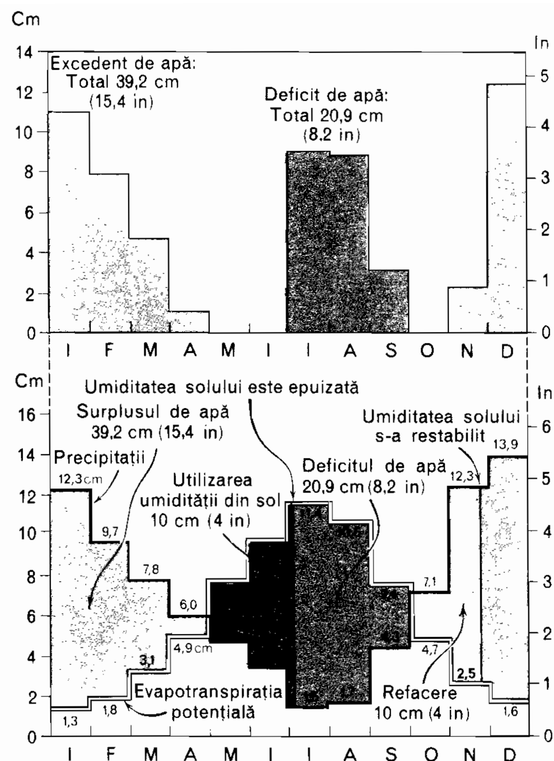


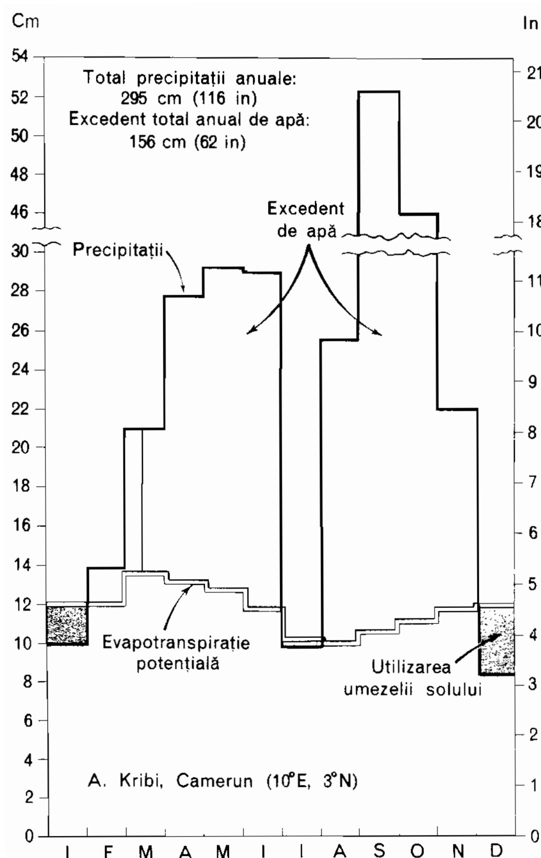
Fig. 14.6 Bilanțul hidric al unei localități de-a lungul unui an este ilustrat de datele pentru Seattle (statul Washington). În graficul de jos mediile lunare ale precipitațiilor și evapotranspirației se suprapun; diferențele (din graficul de sus) pot reprezenta, fie un surplus fie un deficit hidric (după C. W. Thornthwaite, « Geographical Review », 1948).

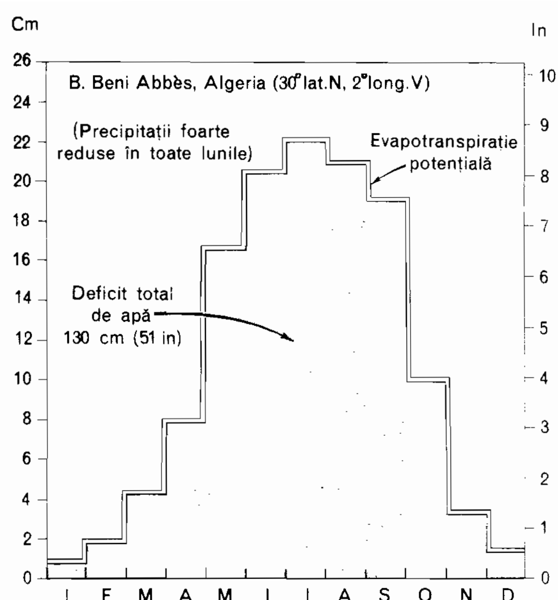
Regimurile climatice și bilanțul hidric

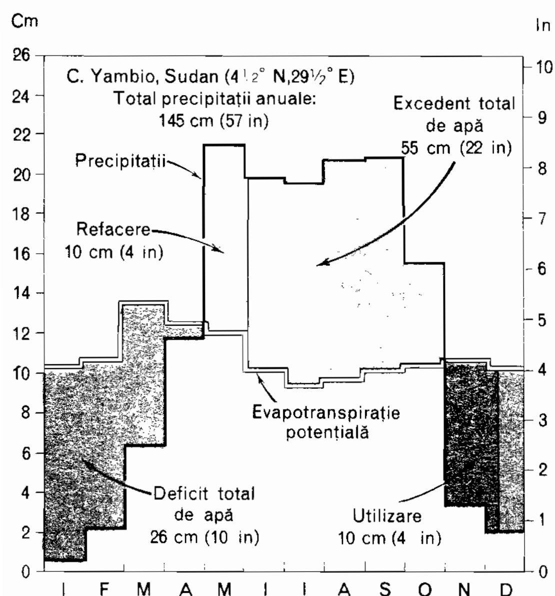
Figura 14.7 arată bilanțul hidric al cîtorva regimuri climatice reprezentative, permițîndu-ne să ne formăm o idee despre marile contraste ce pot exista în privința surplusurilor și deficitelor de apă. Enormul surplus de apă al unei clime ecuatoriale umede este ilustrat de datele pentru Kribi (Camerun), o stațiune situată pe coasta vestică a Africii, la 3° latitudine nordică (fig. 14.7,*A*). Precipitațiile anuale totalizează aproximativ 295 cm și au două maxime pronunțate, unul în perioada aprilie — iunie, celălalt în septembrie — octombrie. În aceste epoci se acumulează mari surplusuri de apă, surplusul anual total fiind de 156 cm. Diagrama evapotranspirației potențiale indică doar o mică variație anuală, din cauza temperaturilor atmosferice uniform ridicate. Deși umiditatea solului este solicitată în decembrie și ianuarie, nu apare nici un deficit hidric. Evident, într-un asemenea regim climatic, există din belșug umezeală pentru dezvoltarea vegetației pe întreaga durată a anului, iar scurgerile spre rîuri sînt abundente.

Un regim de deșert tropical este ilustrat de datele pentru Beni Abbès (Algeria), la 30° latitudine nordică (fig. 14.7,*B*). Aici media anuală a precipitațiilor totale este de circa 2,5 cm. Pe întreaga durată a anului, evapotranspirația potențială depășește cu mult precipitațiile, creîndu-se un mare deficit de apă: 130 cm.

Regimul tropical cu un anotimp umed și altul uscat, de latitudine mică este ilustrat de stațiunea Yambio (Sudan), situată la 4°30′ latitudine nordică (fig. 14.7, *C*). Evapotranspirația potențială urmează aici un ciclu foarte asemănător celui de la Kribi, dar anotimpul uscat cu soare jos dă naștere unui apreciabil deficit de apă. Ploile din perioada cu soare înalt creează un surplus







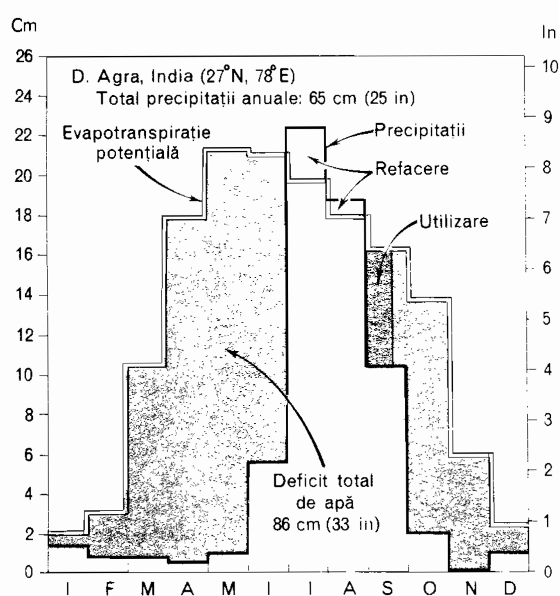
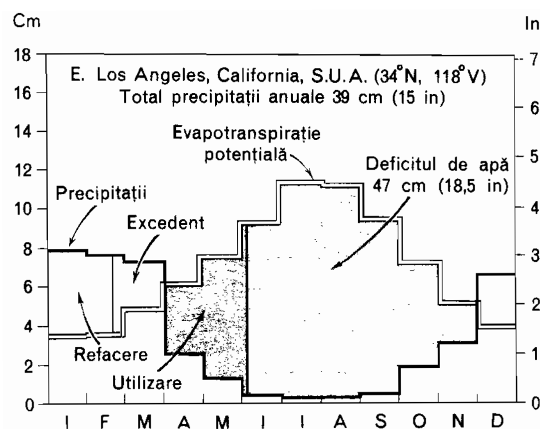
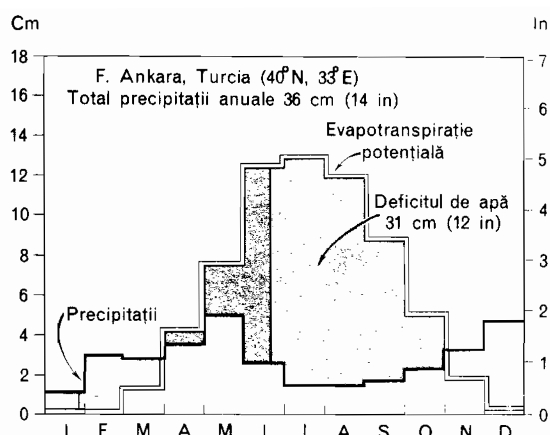
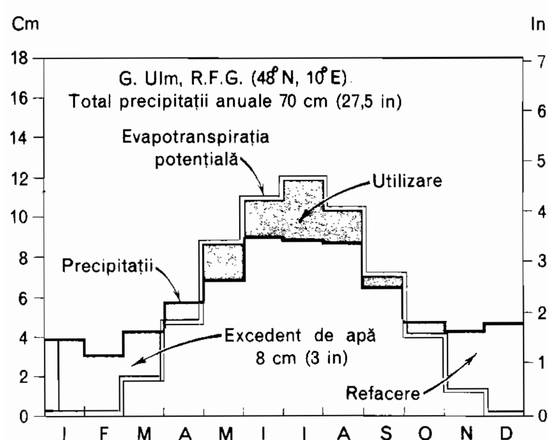
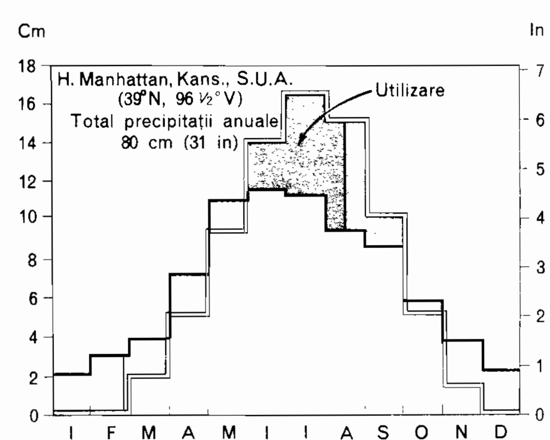


Fig. 14.7 Bilanțul hidric al unui număr de opt stațiuni, reprezentînd o largă gamă de climate (date din C. W. Thornthwaite, 1948 și D. B. Carter, 1954, 1956)









substanțial de apă. Agra, în India, la 27° latitudine nordică, ilustrează regimul tropical cu un anotimp umed și altul uscat influențat de musonul asiatic (fig. 14.7, *D*). Ciclul evapotranspirației potențiale seamănă foarte mult cu cel de la Beni Abbès, care se află aproximativ la aceeași latitudine. La Agra, musonul de vară aduce în iulie și august precipitații de 20—30 cm pe lună, suficiente pentru a depăși evapotranspirația potențială și a crea o scurtă perioadă de refacere a umidității din sol. Această umiditate din sol se consumă însă în septembrie. Nu se poate forma un surplus de apă; în schimb, deficitul de apă, care totalizează 86 cm, predomină mai mult de 9 luni pe an.

Regimul mediteranean (subtropical cu vară uscată) este ilustrat de Los Angeles (statul California) (fig. 14.7, *E*). Aici deficitul estival mare, de 47 cm, se datorește faptului că perioada de vară cu evapotranspirație potențială intensă coincide cu un minimum de precipitații. Micul surplus de 3,7 cm depășește cu puțin durata unei luni. Aspectul general al bilanțului hidric pentru Los Angeles seamănă cu cel de la Seattle (fig. 14.6) în privința fazei ciclurilor, dar se caracterizează printr-un contrast accentuat în ceea ce privește surplusurile de apă.

Ankara, în Turcia, ilustrează un bilanț hidric cu aceleași faze și, în linii mari, cu aceleași valori ale surplusului și deficitului ca și cel al regimului mediteranean de la Los Angeles, dar cu deosebiri importante în distribuția precipitațiilor. La Ankara, lunile reci de iarnă au o evapotranspirație potențială mică sau inexistentă.

Caracterul continental al regimului climatic caracterizează și bilanțul hidric al localităților Ulm (R.F.G.) și Manhattan (statul Kansas, S.U.A.) (fig. 14.7, *G*,*H*). Ambele stațiuni au un maximum estival de precipi-

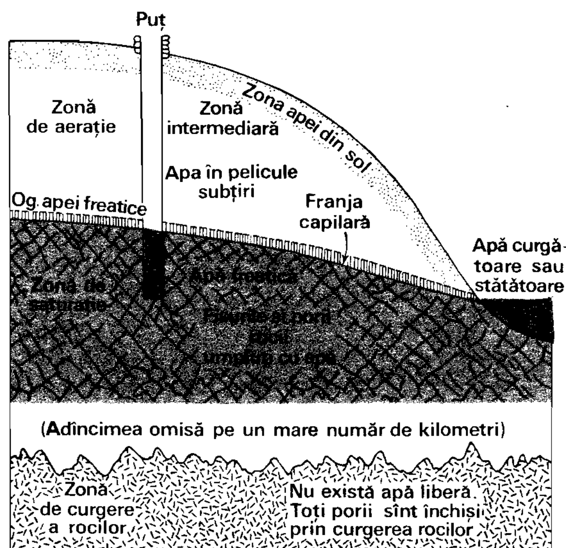


Fig. 14.8 Zonele de apă freatică și apă din sol (după Ackerman, Colman și Ogrosky).

tații care coincide cu un maximum estival de evapotranspirație potențială. Rezultatul este că la Ulm nu apare nici un deficit hidric, iar la Manhattan deficitul este mic. Ambele puncte prezintă un mic surplus de apă la sfîrșitul iernii și începutul primăverii.

Fiecare tip de climă își are propriul său bilanț hidric anual caracteristic. În cadrul prezentei lucrări nu ne putem permite să descriem gama completă a acestor bilanțuri. Exemplele de mai sus ne dovedesc, totuși, însemnătatea sistemului Thornthwaite de analiză a condițiilor apei din sol. Metoda este cantitativă, cu date precise asupra cantităților de apă cîștigată sau pierdută, și permite obținerea unor estimări realiste asupra apei disponibile sau necesare pentru uz agricol, ca și asupra surplusurilor de apă ce pot fi folosite în sisteme de irigații și hidroelectrice. Formula Thornthwaite de evaluare a bilanțului hidric este deosebit de eficace pentru stabilirea influenței (sau a lipsei de influență) a climatului asupra vegetației, așa cum se va arăta în capitolul 21.

Apa freatică

Apa care este atrasă în jos, sub acțiunea forței de gravitație, prin sol spre straturile inferioare, intră în componența masei de apă freatică, ale cărei relații sînt ilustrate în figura 14.8. În mod strict, apa freatică este acea parte din apa subterană care saturează complet spațiile poroase ale rocii sau ale depozitului de cuvertură și care reacționează la solicitările forței de gravitație. Apa freatică ocupă *zona de saturație.* Deasupra acesteia se află *zona de aerație*, în care apa nu saturează pe deplin porii. Am văzut că zona apei din sol ocupă stratul superior al zonei de aerație și că în această fîșie umiditatea este reținută, prin acțiunea forței capilare, sub forma unei pelicule subțiri ce aderă la particulele de sol. O situație similară se întîlnește și în *zona intermediară* subiacentă. Unicul criteriu pe baza căruia pot fi distinse cele două zone este faptul că stratul de sol prezintă o zonă puțin adîncă de umiditate utilizabilă pentru plante, în timp ce zona intermediară este prea adîncă pentru ca apa capilară să mai poată ajunge în atmosferă prin evaporare directă sau transpirație. Zona de aerație poate fi situată la adîncime foarte mică sau chiar la zi (atunci cînd apa freatică este la suprafață în regiunile joase și netede de șes); ea poate însă ajunge la cîteva sute de picioare în regiunile de munte și de deal cu nivelul apei freatice foarte adînc.

La baza zonei de aerație se află *franja capilară*, un strat subțire în care apa a fost atrasă ascendent din pînza freatică prin forța capilară. Acest proces este asemănător urcării gazului lampant prin fitil, sau a apei printr-o bucată de sugativă a cărei margine a fost introdusă în lichid. În franja capilară, apa umple în mare măsură porii solului, în directa continuare a stratului îmbibat cu apă freatică. Grosimea franjei capilare depinde de textura solului, întrucît ascensiunea capilară este mai mare atunci cînd golurile sînt mai mici. Astfel, într-un material argilos franja capilară poate afecta un strat de 0,6 m, dar într-un nisip grosier sau în pietriș fin, materiale cu pori mari, acest strat este de numai 1 cm.

În zona de saturație, apa freatică se deplasează sub acțiunea forței de gravitație; ca atare, fața ei superioară, *oglinda apei freatice*, tinde să devină o suprafață orizontală, exact ca în cazul unui lac. Dar, întrucît apa se mișcă foarte lent prin rocă, oglinda constituie de fapt o suprafață înclinată, situată mai sus sub culmea dealurilor și mai coborîtă în văi. Detalii suplimentare despre apa subterană se vor da în capitolul 25.

Curenți de alimentare și de efilare

Un contrast important între regiunile cu climă aridă și cele cu climă umedă rezidă în

natura cursurilor de apă. Modul în care albiile acestora și formele de relief asociate din diferite zone climatice se deosebesc între ele va fi discutat mai departe, în capitolele de geomorfologie. În ceea ce privește solurile și mediul fizic al vegetației naturale, un element important este modul în care apa intră și iese dintr-un canal de curgere.

Într-o regiune umedă cu o pînză de apă freatică la mică adîncime și înclinată spre canale de curgere, apa freatică se deplasează constant către acestea, în care se acumulează, formînd curenți de apă permanenți (pereni). Acești curenți de apă se numesc *de efilare* (fig. 14.9, *A*). Surplusul de apă dintr-o regiune umedă — atît cel care se scurge pe sol în timpul ploilor, cît și cel care se acumulează în albii din apa freatică — ajunge în regiunile mai joase și eventual în mare. În cursul acestui drenaj, substanțele antrenate (ioni și coloizi), care au fost preluate din sol, sînt scoase definitiv din regiunea respectivă (cap. 18).

În regiunile aride, unde rîurile curg peste cîmpii cu nisipuri și pietrișuri, apa se pierde din albii prin infiltrare spre stratul acvifer freatic ce se află sub nivelul rîurilor. Asemenea curenți de apă se numesc *de alimentare a apei freatice* (fig. 14.9, *B*). Această apă părăsește treptat zona albiei și, eventual, ajunge la zi în bazine cu fund plat, denumit *playa* (cap. 27) de unde se evaporă, iar sărurile din ele precipită, formînd soluri saline și cruste de sare.

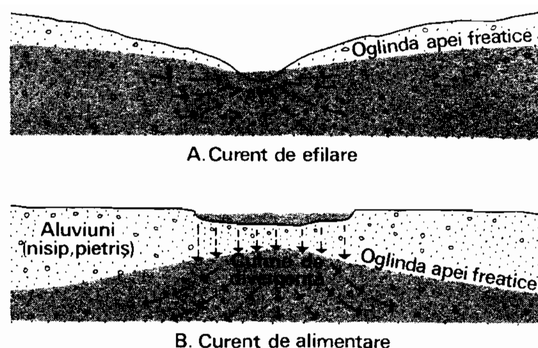


Fig. 14.9 Curenți de efilare și de alimentare a apei freatice (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

Lacuri, marșe și mlaștini

În zonele de climă umedă cu un mare surplus anual în bilanțul hidric și cu nivele freatice nu prea adînci, diversele evenimente ale istoriei geologice (cum ar fi eroziunea și depunerile eoliene sau glaciare din timpul ultimei glaciațiuni) au format depresiuni naturale al căror fund se află la, sau sub nivelul apei freatice. Acumularea apei freatice, ca și scurgerea directă a precipitațiilor contribuie la menținerea permanentă a acestor suprafețe de apă liberă pe întreaga durată a anului. Asemenea lacuri cu apă freatică dulce sînt larg răspîndite în America de Nord și în Europa, unde cîmpiile acoperite cu nisipuri și pietrișuri glaciare prezintă șanțuri și cuvete naturale rămase în urma topirii maselor de gheață stagnante (vezi cap. 29). Lîngă Capul Cod (S.U.A.) la 2—3 km distanță de Atlantic se află o regiune cu lacuri cu apă dulce. Altitudinea suprafeței acestor lacuri este de 2,5 m și ea este menținută la acest nivel prin aportul de apă freatică dulce care prin curgerea ei dinspre uscat spre ocean, împiedică pătrunderea apei sărate. Multe asemenea lacuri au dispărut parțial sau complet, fiind umplute cu materie organică rezultată din creșterea și descompunerea plantelor iubitoare de apă. În asemenea cazuri, rezultatul este o mlaștină, a cărei suprafață se află foarte aproape de nivelul apei freatice (cap. 20).

Mlaștinile și marșele, în care apa se află la suprafața solului sau foarte aproape de aceasta, pe mari întinderi de teren, nu sînt altceva decît apariția la zi a apei freatice. Aceste regiuni, cu drenaj de suprafață slab, au origini variate; de exemplu, întinsele marșe puțin adînci și cu apă dulce din regiunea cîmpiilor litorale ale Atlanticului și Golfului Mexic sînt regiuni recent emerse. Alte mlaștini se formează în albiile părăsite de rîuri, în lunci (cap. 24).

Tipurile de climă ecuatorială și tropicală

CLIMELE DIN GRUPA I SÎNT CELE situate la latitudini joase. Ele sînt determinate în mare măsură de mase de aer ecuatorial și tropical.

1. Clima ecuatorială umedă *(Af, Am)*

Dacă reunim informațiile despre caracteristicile generale ale elementelor meteorologice ce s-au dat în capitolele precedente și ne îndreptăm atenția asupra fîșiei ecuatoriale a Pămîntului, vom constata că în zona situată între 5° latitudine nordică și 5° latitudine sudică există următoarele condiții:

a) Temperaturile medii sînt în jurul valorii de 27°C (80°F) pentru fiecare lună (fig. 8.15 și 8.16), astfel încît valoarea amplitudinii anuale este extrem de mică (fig. 8.17).

b) Presiunea atmosferică are valori medii cuprinse între 1009—1012 mb, adică cu puțin sub valoarea presiunii la nivelul mării (fig. 9.1 și 9.2).

c) Circulația generală a aerului se face de la est spre vest la mare altitudine prin sistemul vînturilor tropicale de est, dar care sînt ușor deviate spre ecuator în cadrul alizeelor de suprafață, ce iau naștere din centrele barice subtropicale de înaltă presiune. Există deci aici o regiune de convergență a maselor instabile de aer cald, care se întîlnesc de-a lungul talvegului ecuatorial (cap. 12).

d) Analiza hărții cu repartiția precipitațiilor pe glob (planșa 1) arată că această zonă se caracterizează prin cantități mari de precipitații care depășesc 200 cm anual în cele mai multe regiuni. În capitolul 12 am văzut că aici cad precipitații convective, provenite din mari mase de nori cumulonimbus și din unde și cicloni ecuatoriali care se deplasează lent dinspre est.

Pe baza datelor de mai sus putem formula o descriere a climei umede ecuatoriale. Temperaturile medii anuale variază în jurul valorii de 27°C. Amplitudinea termică anuală este foarte mică, aproape imperceptibilă, deoarece soarele are înălțime mare în tot cursul anului. Precipitațiile sînt abundente tot anul, dar cu diferențe considerabile în valorile medii lunare, din cauza deplasării sezoniere a zonei de convergență ecuatorială, cu variația corespunzătoare a caracteristicilor maselor de aer.

În figura 15.1 sînt reprezentate grafic datele medii lunare de temperatură și

precipitații pentru Iquitos (Peru) — o stațiune ecuatorială umedă tipică, situată la aproximativ 3° latitudine sudică în marele bazin al Amazonului. Observăm că amplitudinea termică anuală este de numai 2,2°C și că totalul anual al precipitațiilor depășește 250 cm. În toate lunile, cu excepția uneia, precipitațiile depășesc în medie 15 cm. Conform definiției date de Köppen în această zonă de climă *Af*, nici o lună nu are în medie mai puțin de 6 cm precipitații.

O idee despre monotonia extremă a ciclului diurn al temperaturii în această climă se poate obține din figura 15.2, care arată temperaturile minime și maxime zilnice pe un interval de două luni pentru Panama (9° latitudine nordică). O trăsătură foarte importantă este aceea că amplitudinea diurnă este în mod normal de 8—11°C, cu mult mai mare decît amplitudinea anuală a temperaturilor medii lunare. Cu alte cuvinte, în clima umedă ecuatorială, variațiile zilnice depășesc cu mult variațiile sezoniere. Diagrama cu termohiete pentru localitatea Belém (Brazilia) (fig. 13.7, *A*) ilustrează pe deplin extrema uniformitate a temperaturii aerului.

Figura 15.3 ne înfățișează diferențele de la o lună la alta ale mediilor lunare ale precipitațiilor în clima ecuatorială umedă. Toate stațiunile reprezentate aici se află la cîteva grade de ecuator și au în esență un climat similar. Faptul că unele stațiuni prezintă un maxim și un minim în diagrama precipitațiilor, pe cînd altele au două maxime și două minime, nu este ușor de explicat, dar se datorește, probabil, unei serii relativ complexe de schimbări sezoniere în mișcarea maselor de aer și în poziția talvegului ecuatorial.

Datorită precipitațiilor abundente și a temperaturilor ridicate regiunea ecuatorială se caracterizează prin vegetație de pădure ecuatorială (descrisă detaliat în capitolul 21), un tip de vegetație unic ca bogăție și număr de specii (fig. 21.2—21.4). Copacii cu frunze late se înalță pînă la 30—45 m, formînd un foliaj dens prin care lumina soarelui de-abia se poate strecura. De arbori atîrnă liane gigantice. Pădurea este veșnic verde, deși speciile individuale au un anumit ritm de pierdere a frunzelor (fig. 15.4).

Pădurea ecuatorială este habitatul micilor animale de pădure — dintre care maimuțele sînt probabil cele mai reprezentative — care folosesc coronamentul continuu al

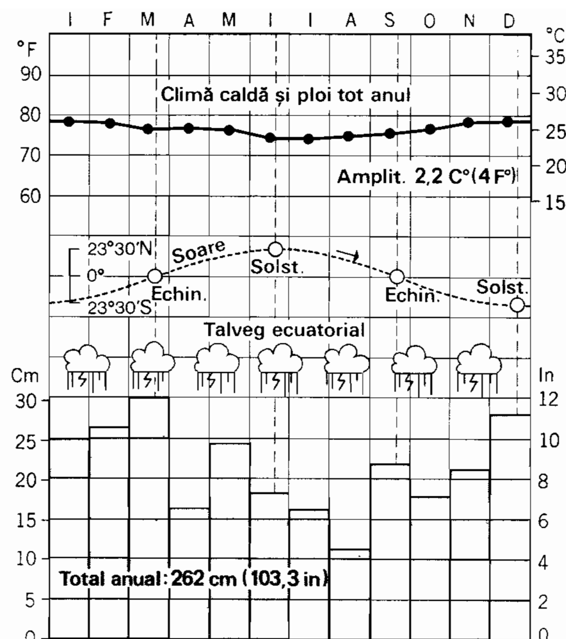


Fig. 15.1 Localitatea Iquitos din Peru se află la 3 ½° sud de ecuator, în bazinul superior al Amazonului. Precipitațiile abundente și valorile ridicate și uniforme ale temperaturii aerului conferă un statut de stațiune reprezentativă pentru climatul ecuatorial umed (date din Blair).

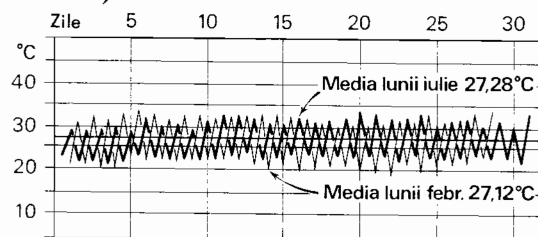


Fig. 15.2 Iulie și februarie sînt lunile cu temperatura medie maximă și, respectiv, minimă pentru Panama (9°N), dar diferența este cu greu sesizabilă (după Mark Jefferson, « Geographical Review »).

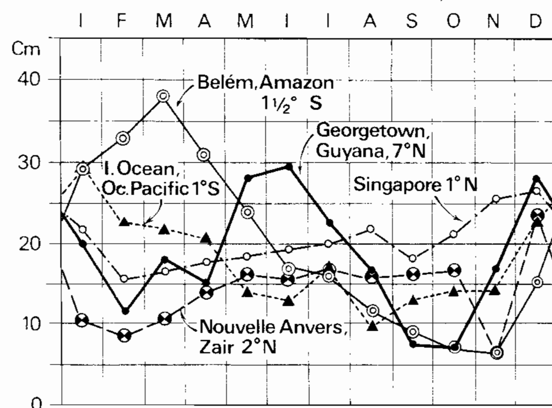


Fig. 15.3 Deși climatul ecuatorial umed nu are sezon uscat, mediile lunare ale precipitațiilor arată variații substanțiale ale acestora de-a lungul unui an (după Trewartha).

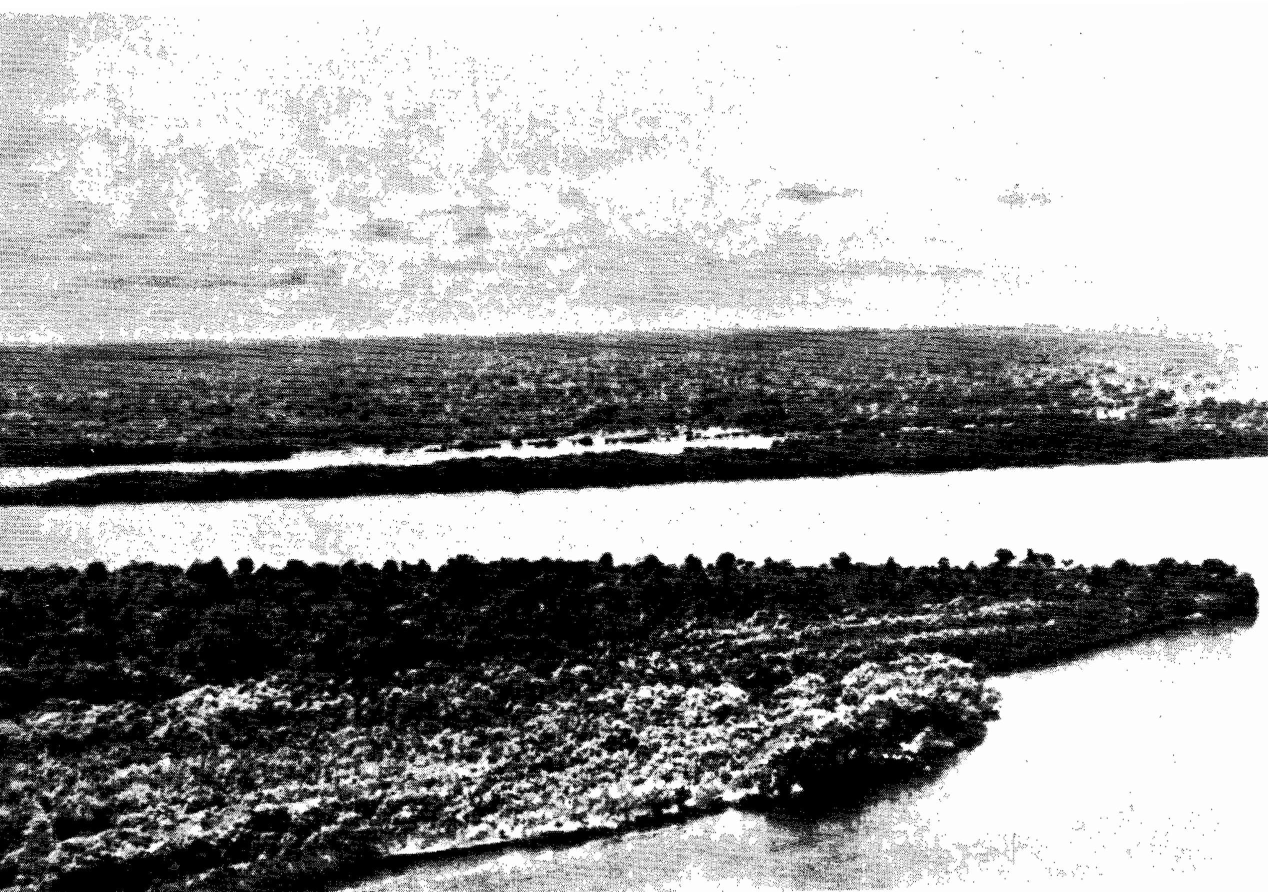


Fig. 15.4 Vedere aeriană a pădurii ecuatoriale din bazinul Amazonului, de o parte și de alta a lui Rio Negro, afluent al Amazonului. Imaginea este orientată spre sud și a fost luată dintr-un punct situat la aproximativ 0°23′S, 64°05′V (foto Richmond, oferită de *American Geographical Society*).

pădurii ca mediu de locuit și de deplasare. Există și numeroase specii de păsări, cu penaj foarte colorat.

Datorită precipitațiilor bogate și a temperaturilor ridicate, în regiunile ecuatoriale umede rocile și solurile sînt supuse unor procese chimice intense. Levigarea tuturor constituenților solubili din rocă duce la apariția unui tip aparte de sol, denumit *latosol* (planșa color horstext). De culoare roșietică sau gălbuie și adesea conținînd noduli neregulați de hidroxizi roșcați de fier, acest sol este deosebit de bogat în hidroxizi de fier, mangan și aluminiu. Acești compuși au rămas acolo după ce mineralele solubile (inclusiv silicea) au fost spălate din sol, ajungînd în rîuri și fluvii. Marile concentrații de minerale de fier, mangan și aluminiu existente sub formă de strate sau zăcăminte în sol, poartă numele de *laterită*. Mineralele amintite pot fi extrase, constituind minereuri cu valoare industrială. De pildă *bauxita* este principalul minereu de aluminiu folosit astăzi, el fiind exploatat în multe locuri pe glob (coasta Guyanei — America de Sud etc.) (fig. 15.5). Și minereurile de mangan sînt foarte valoroase, dar fierul lateritic nu constituie obiectul unor exploatări pe scară industrială din cauza prezenței fierului și sub alte forme.

Vegetația și clima contribuie împreună la formarea solurilor și a minereurilor lateritice. Procesul de lateritizare va fi discutat în capitolul 18. Datorită temperaturii ridicate, bacteriile din orizontul superior al păturii de sol sînt deosebit de active și consumă întreaga vegetație moartă. În consecință, *humus*-ul — materie vegetală neagră și parțial descompusă, prezentă în

majoritatea solurilor la latitudinile medii și arctice — lipsește aproape cu totul din aceste regiuni bine drenate. Descompunerea stratului de rocă subiacentă poate fi foarte profundă în regiunile umede ecuatoriale cu forme de relief nu prea înalte. Datorită acțiunii agenților chimici, s-au constatat cazuri cînd roca poate fi moale și friabilă pînă la adîncimi de 90 m.

Debitul cursurilor de apă tinde să fie relativ constant și foarte bogat, deoarece în cea mai mare parte a anului există un mare surplus de apă care dă naștere unor scurgeri abundente (fig. 14.9). Albiile rîurilor sînt mărginite de maluri cu vegetație bogată. Bancurile de nisip nu sînt atît de evidente ca în regiunile mai aride. Luncile prezintă despletiri și numeroase regiuni mlăștinoase, acolo unde albiile și-au schimbat cursul (fig. 15.4). Deși apa este abundentă, cursurile de apă (de exemplu, fluviul Amazon) poartă relativ puțin material în soluție. Aceasta se explică prin existența unor soluri puternic levigate, care nu mai pot furniza în continuare substanțe minerale solubile.

Transportul fluviatil este favorizat de existența unor cursuri de ape lente pe care pot naviga monoxile și nave fluviale cu deplasament mic. Utilizarea aviației a sim-

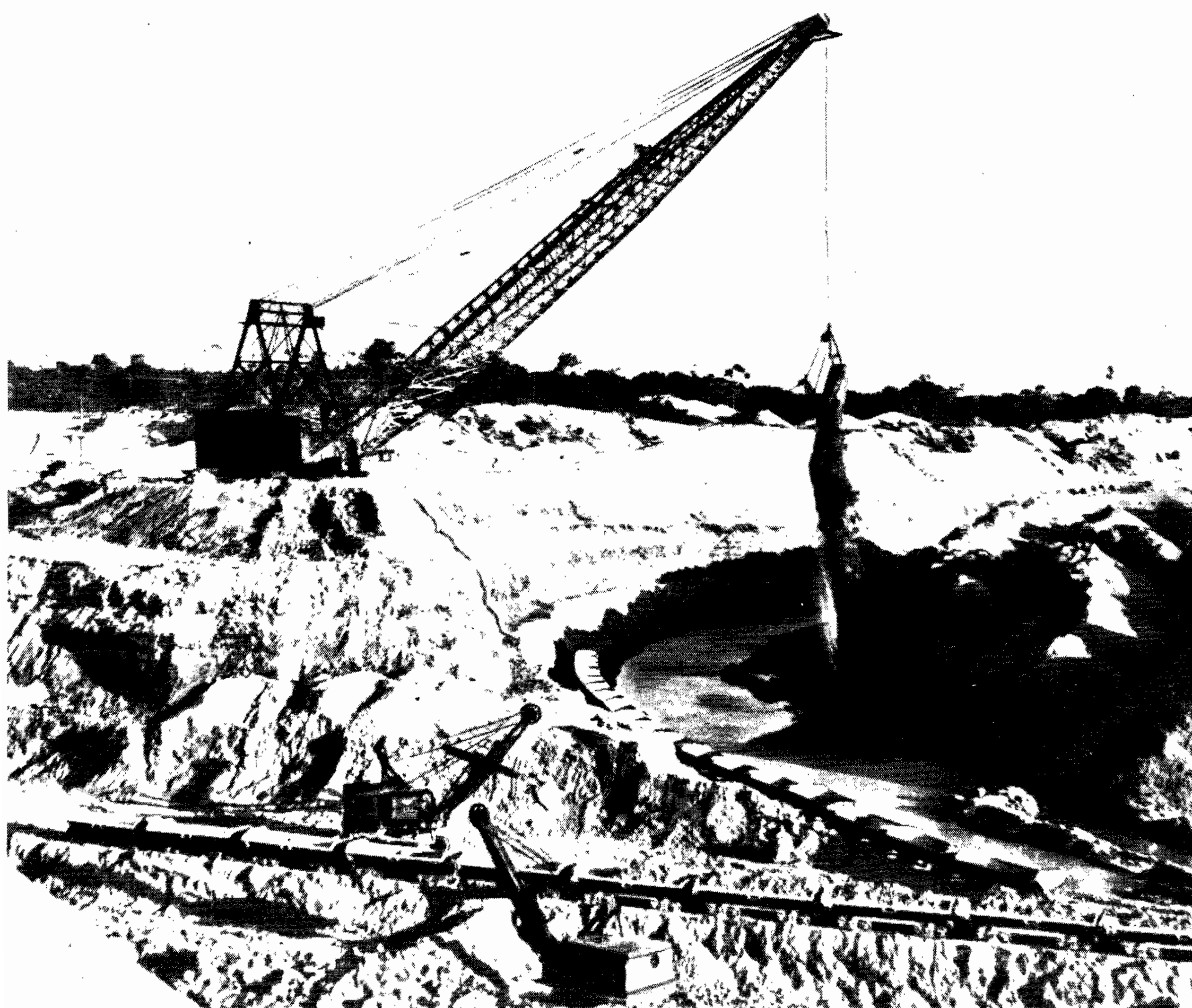


Fig. 15.5 Extracția bauxitei în Guyana. Stratele groase de bauxită s-au format prin acumularea materialului rezultat din eroziunea solurilor lateritice din zona platourilor înalte din interior (foto Compania Aluminium Limited, Canada).

plificat mult problema transporturilor pe distanțe mari. Satele se găsesc de obicei adunate în apropierea apelor.

Nu toate regiunile de pădure ecuatorială au un relief caracterizat prin altitudini coborîte. Zonele de deal sau de munte prezintă versanți foarte abrupți în cadrul cărora au loc frecvente fenomene de scurgere, alunecări de teren, prăbușiri, terenul fiind dezgolit treptat pînă la roca din substrat.

Cîteva produse ale pădurii ecuatoriale și tropicale prezintă importanță economică. Unul dintre acestea este lemnul de esență tare (mahon, abanos, palisandru). Din scoarța și frunzele unor plante tropicale se obțin chinina, cocaina și alte medicamente. Sămînța plantei de cacao ne furnizează boabele de cacao. Cauciucul, obținut din seva arborelui de cauciuc, formează astăzi importante plantații în Malaysia, Sumatera și Sri Lanka (Ceylon), deși arborele ca atare provine din America de Sud, unde a fost exploatat pentru prima dată.

Cu toate că cea mai mare parte a climei ecuatoriale umede caracterizează zona cuprinsă între 16° latitudine nordică și 10° latitudine sudică, coasta Malabarului din peninsula India și coastele Birmaniei și ale Thailandei, situate între 10° și 25° latitudine nordică au o climă caldă și umedă cu precipitații anuale bogate, care de asemenea favorizează dezvoltarea unei păduri asemănătoare. Această climă asiatică poate fi considerată drept o climă specială de tip musonic umedă. În sistemul Köppen ea este desemnată prin simbolul *Am*, cu precizarea că precipitațiile medii ale lunii celei mai uscate nu trebuie să depășească 6 cm (vezi fig. 15.20). Figura 15.6 redă sub formă de grafic variația temperaturii și precipitațiilor în clima musonică umedă. Un scurt anotimp uscat se întîlnește în perioada cînd soarele prezintă o înălțime mai mică, cînd bate musonul de iarnă și masele de aer continental se deplasează dinspre interiorul Asiei către sud. Această perioadă uscată este prea scurtă pentru a epuiza umezeala din sol și rezervele de apă freatică. În consecință, pădurea tropicală se dezvoltă nestînjenit. Observăm că musonul de vară (ploios) aduce cantități enorme de precipitații în lunile iunie și iulie. Aceste precipitații provin din furtunile de natură convectivă ce se nasc în masele de aer ecuatorial maritim, care se deplasează spre nord dinspre Oceanul Indian.

2. Climă litorală cu alizee (variante ale *Af* și *Am*)

Studiul hărții precipitațiilor pe glob (planșa 1) ne arată că de-a lungul coastelor răsăritene ale Americii Centrale și de Sud, insulei Madagascar, peninsulei Indochina, Filipinelor și Australiei de nord-est, între 10°—25° latitudine, se află zone înguste care primesc precipitații abundente. Acestea sînt zone de țărm expuse maselor de aer umed, tropical-maritim aduse de vînturile tropicale de est sau de alizee, din anticiclonii subtropicali oceanici. Aceste mase de aer sînt bogate în umezeală, așa cum se întîmplă de obicei cu aerul tropical maritim din porțiunile vestice ale centrelor barice de înaltă presiune. Cînd masele de aer întîlnesc versanții de deal și de munte de pe coastă, iau naștere precipitații orografice abundente. Influențele dinspre est dau naștere unor perioade de vreme ploioasă. În plus, perioada de solstițiu, cu soare avînd înălțime mare deasupra orizontului, coincide cu apariția ciclonilor tropicali, care bîntuie în regiunile de țărm menționate.

Ținînd seama de poziția sa în zona de coastă în raport cu vînturile de est, acest tip de climă poate fi numit *climă litorală cu alizee*. În sistemul Köppen această climă este încadrată împreună cu zonele de pădure *Af* și *Am*. Noi o tratăm separat deoarece datele precipitațiilor se deosebesc de cele din clima ecuatorială umedă, iar temperaturile prezintă o amplitudine anuală (interval anual de variație) ceva mai pronunțată.

Graficul de variație a temperaturii și precipitațiilor pentru o stațiune reprezentativă a acestui tip de climă este dat în figura 15.7. Belize (Honduras Br.) se află la 17° latitudine nordică. Precipitațiile totale sînt bogate, aproape 200 cm pe an, iar ploile sînt deosebit de abundente în majoritatea lunilor. O anumită tendință spre uscăciune, tipică pentru clima tropicală umedă-uscată, care în general se întîlnește la această latitudine, se observă în precipitațiile scăzute din lunile februarie, martie și aprilie. Ciclul termic are un interval de variație de numai 5°C din cauza influenței moderatoare a oceanului învecinat, dar acest interval este apreciabil mai mare decît cel din clima ecuatorială umedă.

Această climă umedă și caldă ce este specifică coastelor alizeice permite dezvoltarea unei vegetații de pădure tropicală oarecum asemănătoare celei ecuatoriale. Deosebirile vor fi explicate în capitolul 21.

3. Clima de deşert tropical şi de stepă (*BWh, BSh*)

În puternic contrast cu clima umedă ecuatorială se află zonele de climă foarte uscată, influenţate de aerul descendent ce se deplasează spre exterior din centrele barice continentale de înaltă presiune, care domină majoritatea regiunilor de uscat la latitudinile de 15°—35° (centrate în linii mari pe Tropicul Racului şi Tropicul Capricornului). Aici se află regiunile de formare (de origine) a maselor de aer tropical continental *(cTs)*. Întinsele regiuni de deşert din nordul Africii, peninsulei Arabiei, Iranului şi din Republica islamică Pakistan ilustrează acest tip de climă, ca şi deşertul Sonora din sud-vestul S.U.A. şi nordul Mexicului, deşertul Kalahari din partea de sud a continentului Africa sau deşertul australian.

În această regiune de ariditate generală putem distinge zone într-adevăr aride, adică deşerturi *(BWh)*, în care precipitaţiile anuale nu depăşesc 4 cm, şi zone semiaride, adică stepe *(BSh)*, în cadrul cărora precipitaţiile anuale variază de la 4 la 12 cm.

În interiorul uscatului acestor regiuni tropicale, departe de sursele oceanice de umezeală, întîlnim o ariditate extremă. Precipitaţiile anuale medii sînt adesea sub 2 cm; în unele locuri pot trece cîţiva ani fără să se obţină precipitaţii măsurabile. De exemplu, la In Salah, în Algeria, media precipitaţiilor anuale pe o perioadă de 15 ani a fost de 1,5 cm. Alte staţiuni din Algeria au valori chiar şi mai mici. Întrucît acestea sînt regiuni în care aerul se află în descendenţă în cadrul schemei circulaţiei generale a atmosferei, încălzirea adiabatică reduce umezeala relativă a aerului la valori mici în cea mai mare parte a timpului. În staţiunile mai uscate din deşertul Sahara, umezeala relativă exprimată în procente atinge în medie anuală 25—35%, în timp ce în lunile cele mai calde numai 15—20%. Deşi vara deasupra uscaturilor tropicale se dezvoltă, datorită încălzirii de la suprafaţa solului, zone de joasă presiune (vezi fig. 9.1 şi 9.2), acest lucru se întîmplă doar în straturile inferioare, în timp ce la înălţimi mai mari atmosfera se caracterizează prin anticicloni permanenţi.

Aerul deşerturilor tropicale are o enormă capacitate de evaporare a suprafeţelor de apă expuse (fig. 15.8). În deşertul Sonora, evaporaţia anuală de pe o suprafaţă liberă

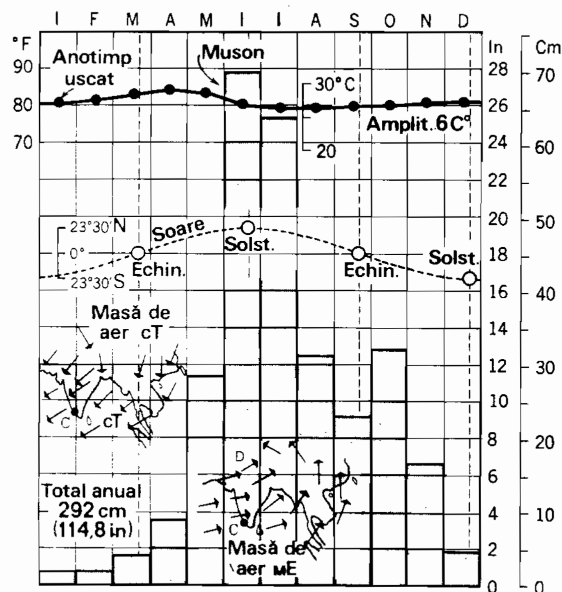


Fig. 15.6 Localitatea Cochin situată pe coasta sud-vestică a Indiei la 10° latitudine nordică are o climă ecuatorială umedă, influenţată de muson (date din H. H. Clayton, *Smithsonian Institution*).

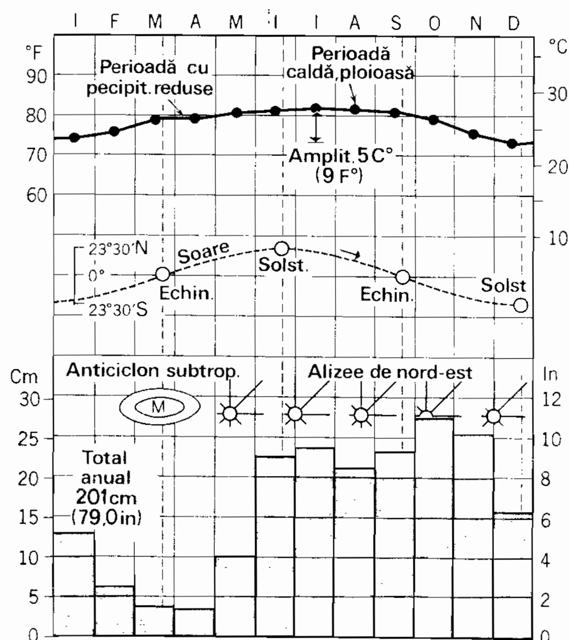


Fig. 15.7 Precipitaţiile orografice sînt abundente în cea mai mare parte a anului de-a lungul coastelor estice expuse alizeului, care transportă mase de aer umed tropical maritim. Acest grafic pentru localitatea Belize din Hondurasul Britanic (17°N) este un bun exemplu în acest sens (date după Trewartha).

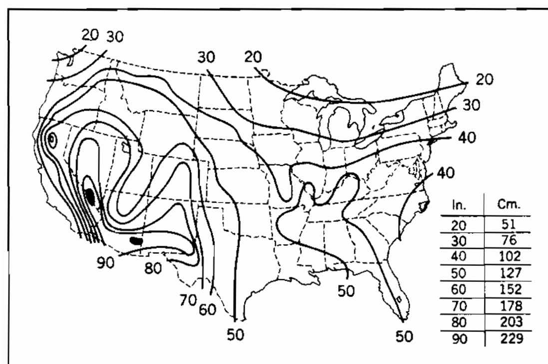


Fig. 15.8 Evaporația anuală de pe o suprafață de apă liberă în S.U.A. Cifrele de pe această hartă generalizată exprimă grosimea stratului de apă evaporată în inci; în tabelul din dreapta se dau echivalenții în centimetri (după Mead).

de apă depășește 230—250 cm fiind de circa 20 de ori mai mare decît cantitatea primită prin ploi. Este evident că în deșerturile tropicale nu are loc întreaga evaporare posibilă. După ce albiile rîurilor și solul s-au uscat în urma unei ploi, evaporarea ulterioară se limitează la mica cantitate de umezeală ce este adusă lent la suprafață prin mișcare capilară din sol sau din roca de profunzime. Figura 14.9,*B* prezintă bilanțul hidric pentru Beni Abbès (Algeria) și este o bună ilustrare a deficitului de apă predominant din climatul de deșert tropical.

Deși uscăciunea este caracteristica esențială a regiunilor de formare (de origine) a maselor de aer tropical continental, uneori furtunile de natură convectivă violente, produc precipitații bogate. Aceste furtuni se pot datora pătrunderii aerului ecuatorial sau tropical maritim. În timpul unei singure ruperi de nori limitată la o suprafață de cîțiva kilometri pătrați poate cădea cea mai mare parte din precipitațiile unui an întreg sau ale mai multor ani, ducînd la revărsarea cursurilor de apă.

Conceptul de variabilitate a precipitațiilor este un element important în studiile climatologice, prin variabilitate înțelegînd măsura în care precipitațiile anumitor ani diferă față de valoarea medie calculată pe o lungă perioadă de timp. Acest principiu este ilustrat în figura 15.9. Cantitățile anuale de precipitații sînt reprezentate prin coloane pentru trei stațiuni, pe o perioadă de mai mulți ani. În partea de sus, datele pentru Padang (Sumatera) indică un climat ecuatorial umed; graficul de jos dă datele de precipitații pentru Abbâsîya (lîngă Cairo, în Egipt), o stațiune de deșert tropical. Graficul din mijloc reprezintă un tip de climă combinat (climă tropicală umedă-uscată). Spunem că variabilitatea precipitațiilor este mică în clima ecuatorială umedă, deoarece în acest caz cantitățile anuale nu au depășit niciodată dublul valorii medii și nici nu au scăzut sub o treime din această valoare. Pe de altă parte, Abbâsîya prezintă o mare variabilitate întrucît, deși cîțiva ani n-a avut precipitații de loc, în cinci ani precipitațiile au fost mai mari decît dublul valorii medii, iar în doi ani ele au fost de patru ori mai mari decît media.

La scara întregului glob, variabilitatea precipitațiilor a fost evaluată de dr. Erwin Biel; harta elaborată de el se găsește în figura 15.10. După cum este de așteptat, regiunile de deșert tropical situate lîngă Tropicele Racului și Capricornului au cea mai mare variabilitate, iar fîșia ecuatorială de precipitații abundente are cea mai mică variabilitate din porțiunea de latitudine joasă a globului. Să examinăm acum condițiile de temperatură din regiunile de formare a maselor de aer tropical continental uscat. Figura 15.11 prezintă variația anuală a temperaturilor la Yuma (statul Arizona), o stațiune nord-americană reprezentativă pentru clima de deșert tropical *(BWh)*. Sînt de notat două lucruri: temperaturile sînt foarte ridicate în perioada în care soarele are înălțime mare și faptul că amplitudinea anuală este relativ pronunțată în mod normal, intervalul de variație termică anuală (amplitudinea anuală, adică diferența dintre media lunii celei mai calde și media lunii celei mai reci) în aceste zone climatice este de 17°—22°C și se află în relație directă cu înălțimea Soarelui pe cer.

Pentru cei care cred că Arizona de sud este un deșert fierbinte, datele pentru Bou-Bernous (Algeria) pot fi edificatoare (fig. 15.12). Aici temperatura medie zilnică depășește 38°C în iulie — cu peste 5,5°C mai mult decît la Yuma, în Arizona.

Și mai interesantă, poate, decît amplitudinea anuală, este amplitudinea termică diurnă în deșerturile tropicale. Figura 15.13 prezintă maximele și minimele zilnice pentru ianuarie și iulie la Phoenix (statul Arizona). Observăm că intervalul de variație diurnă atinge adesea 22°C și că în medie variază în jur de 17°. Asemenea amplitudini diurne mari nu se mai întîlnesc în nici o altă zonă climatică. Fenomenul se explică

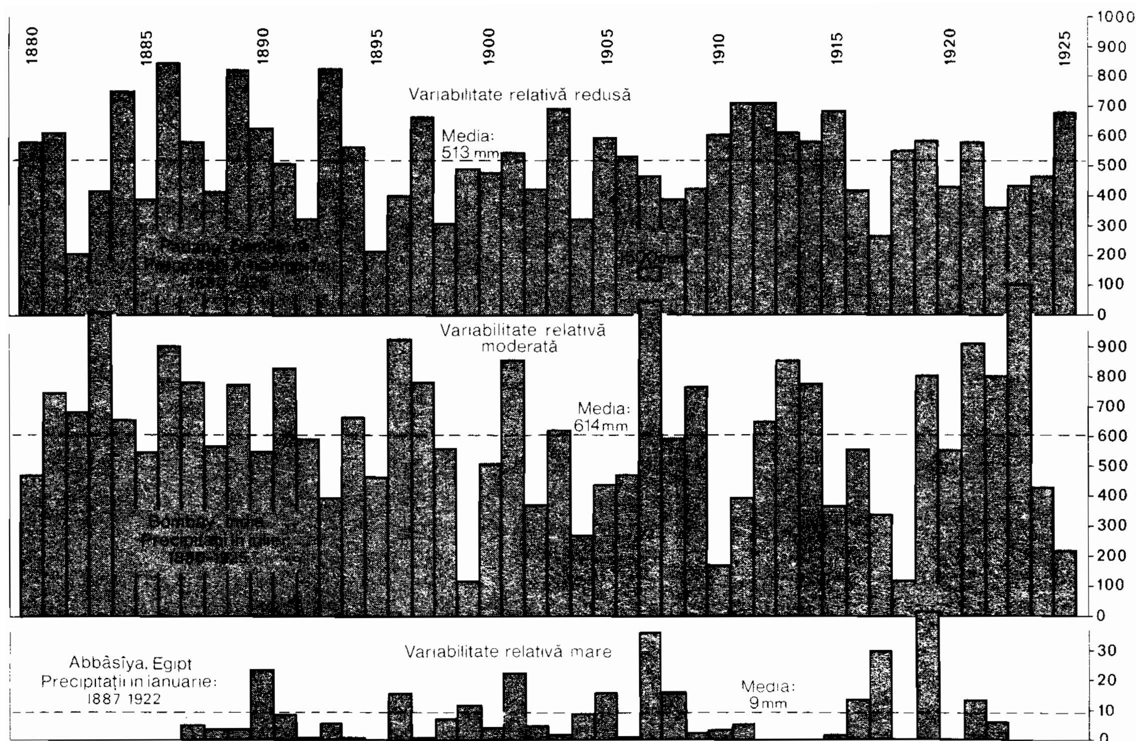


Fig. 15.9 Aceste trei grafice ilustrează conceptul de variabilitate a precipitațiilor, indicînd cantitatea de ploaie căzută în fiecare an în luna cea mai ploioasă, în medie, în localitatea respectivă (date furnizate de H. H. Clayton, ***Smithsonian Institution*****).**

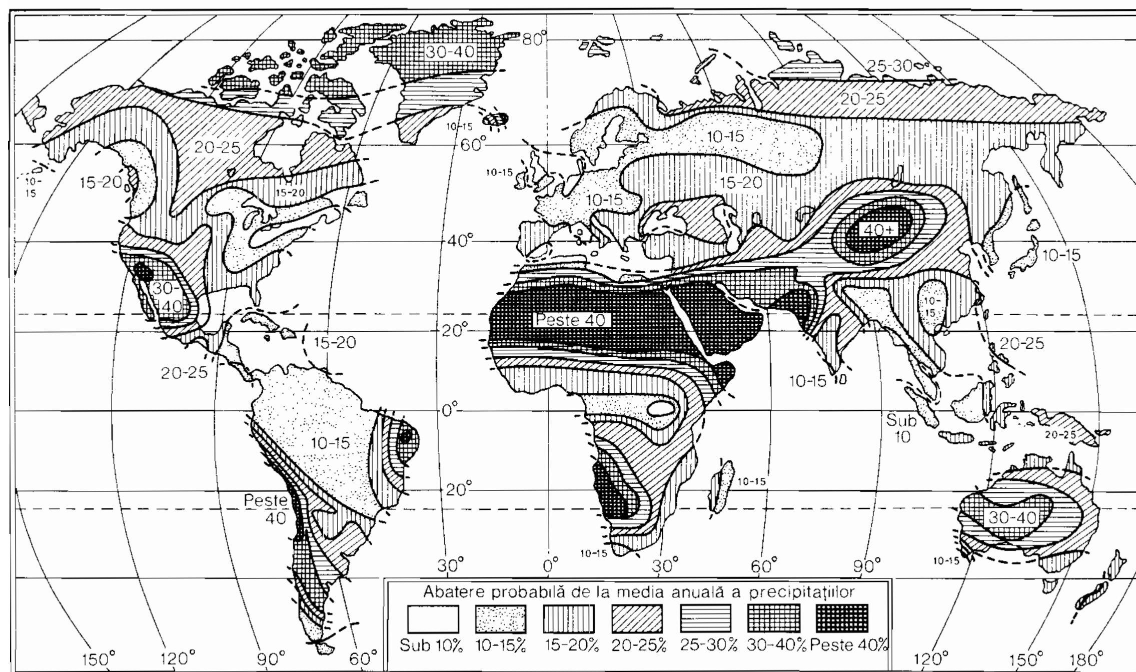


Fig. 15.10 Harta variabilității precipitațiilor pe glob (după Erwin Biel).

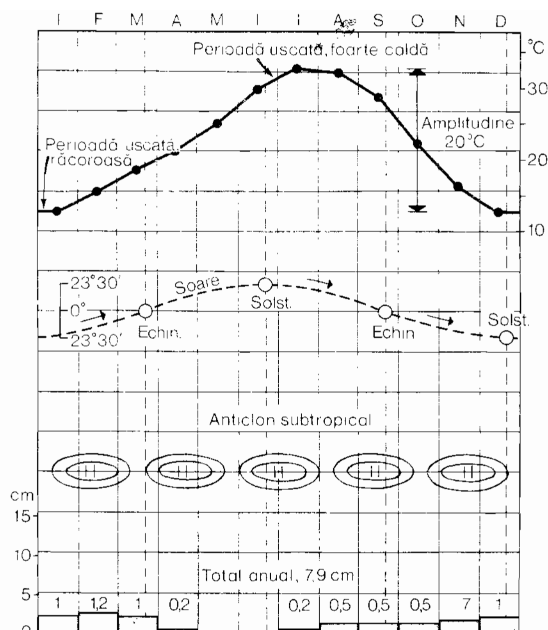


Fig. 15.11 Yuma (statul Arizona) este o stațiune situată puțin mai spre nord față de zona de deșert din Africa de nord și din Peninsula Arabică. Are un amplu interval de variație termică anuală (amplitudine termică anuală) și precipitații reduse în toate lunile. Vara se caracterizează prin căldură excesivă (date după Trewartha).

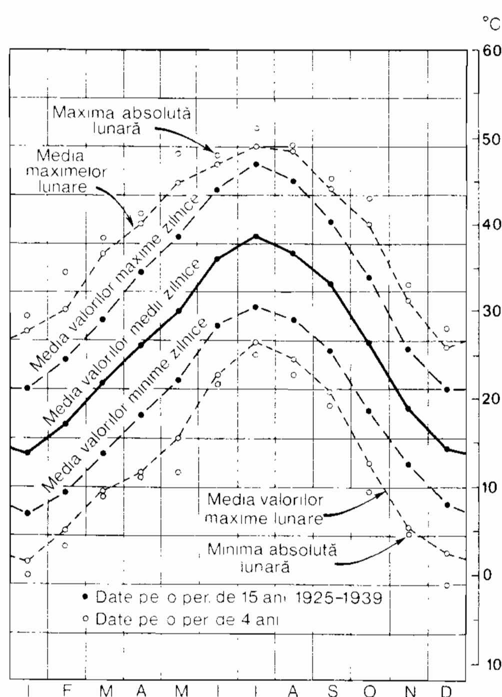


Fig. 15.12 Valorile temperaturii aerului la Bou-Bernous (Algeria), la 27°17′ latitudine nordică, 02°53′ longitudine vestică, altitudine 460 m (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain*).

prin pierderea rapidă de căldură în timpul nopții de la sol și din straturile inferioare ale atmosferei, care se datorează conținutului mic de vapori de apă din aer. Pe de altă parte, insolația este extrem de intensă în timpul zilei, temperatura aerului ridicîndu-se foarte mult. Un interval record este cel înregistrat la Bir Milrha în deșertul Sahara, la sud de Tripoli, unde în aceeași zi au fost observate temperaturi de −0,6°C și 37,2°C, adică o amplitudine de 37,8°C*.

Cele mai mari temperaturi de pe glob se înregistrează în regiunea deșerturilor tropicale continentale. Recordul mondial de 58°C a fost observat oficial la umbră, în adăpost standard, la Azizia (sud de Tripoli).

În deșerturile foarte uscate *(BWh)* aproape întreaga suprafață a pămîntului pare a fi lipsită de vegetație, constînd din roca nudă, pietriș și nisip sau dune mișcătoare. Aceasta nu înseamnă că vegetația lipsește cu desăvîrșire, ci doar că plantele sînt răspîndite ici și colo pe suprafața terenului, fiind lipsite de foliajul ce ar putea proteja și umbri solul. Plantele de deșert s-au adaptat lungilor perioade de secetă, formîndu-și frunze și tulpini groase cărnoase, care înmagazinează apa pe lungi perioade de timp și nu permit pierderea ei la suprafață. Vegetația tipică de deșert o formează cactușii și ceilalți arbuști care cresc în deșertul Sonora din sud-vestul Statelor Unite și nordul Mexicului (fig. 21.29). În capitolul 20 vom găsi considerații privind adaptarea plantelor la un mediu uscat (xerofitic), iar în capitolul 21 elemente care au în vedere descrierea vegetației de deșert și repartizarea acesteia.

Solurile de deșert sînt lipsite de humus și au o culoare cenușie sau roșcată, în funcție de tipul compușilor fierului care le colorează. Aceste soluri conțin mari cantități de carbonat de calciu și alte săruri, lăsate aproape de suprafață de apa care s-a evaporat. În centrul lacurilor puțin adînci, sărurile se concentrează formînd strate albe, complet sterile și aproape perfect netede. Procesele de solificare din deșerturi vor fi discutate în capitolul 18, iar marile grupe de soluri deșertice amintite în capitolul 19.

Date privind morfologia regiunilor montane de deșert vom găsi în capitolul 27,

* G. T. Trewartha, *An Introduction to Weather and Climate*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1943, p. 367.

în cadrul ciclului fluvial de denudare a uscatului.

Clima de stepă tropicală *(BSh)* mărginește deșerturile tropicale la nord și în sud, iar pe alocuri și în est. Local, datorită altitudinii, platourile și cîmpiile înalte din cadrul deșerturilor, pot avea climă de stepă semiaridă. Zonele de stepă situate în exteriorul deșerturilor, spre ecuator, sînt considerate ca tranzitorii spre clima tropicală umedă-uscată *(Aw)* și seamănă cu aceasta în multe privințe (fig. 15.14). Stepele situate la periferia dinspre poli a deșerturilor tropicale pătrund treptat, în numeroase locuri, în zona de climă mediteraneană *(Cs)*. Stepele se caracterizează prin fînețe de ierburi joase și alte plante, pe alocuri prezentînd tufișuri și pîlcuri de pădure (vezi cap. 21). Aceste regiuni pot asigura hrana unui număr limitat de ierbivore, dar în general nu sînt suficient de umede pentru o agricultură fără irigații. Solurile fac parte în general din grupele *brun* și *castaniu*, conținînd o anumită cantitate de humus (cap. 19).

4. Clima de deșert a coastelor de vest *(Bwk, Bwh)*

Recurgînd din nou la harta precipitațiilor pe glob (planșa 1), vom constata că toate regiunile de coastă vestică, situate între 15° și 30° latitudine sînt foarte uscate, în general cu mai puțin de 25 cm de precipitații anual. Deșertul Atacama din Chile și deșertul Namib de pe coasta de sud-vest a Africii sînt probabil cele mai cunoscute regiuni de acest fel, dar clima respectivă poate fi întîlnită și în partea de sud a Californiei, pe coasta Marocului și pe coasta de vest a Australiei. Zona de ariditate se continuă și mai spre est, atingînd deșerturile tropicale din interiorul continentelor.

Nu este oare curios faptul că o ariditate extremă poate exista lîngă țărmul oceanului, atît de aproape de sursele posibile de aer maritim umed? Deșerturile tropicale interioare sînt explicate logic prin existența unor centre barice de înaltă presiune, situate deasupra uscatului, centre în care aerul umed nu poate pătrunde cu ușurință, dar fîșiile aride ale coastelor vestice sînt așezate între centre barice de înaltă presiune, oceanice și continentale, unde ne-am putea aștepta să găsim fronturi și mase de aer în convergență. Explicația rezidă se pare în faptul că centrele de înaltă presiune subtropicale oceanice sînt uscate în părțile

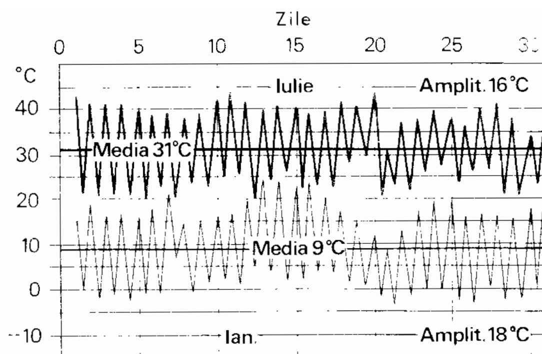


Fig. 15.13 Localitatea Phoenix (statul Arizona), situată în deșertul Sonora, oferă o bună ilustrare a marilor amplitudini termice diurne și anuale înregistrate în deșerturile tropicale (după Mark Jefferson, « Geographical Review »).

lor răsăritene. Se consideră că în cadrul acestor centre barice circulația are loc astfel încît aerul din regiunile răsăritene coboară pe măsură ce înaintează spre exterior și, implicit, se încălzește adiabatic și pierde din umiditate. Rezultatul este formarea unor mase de aer uscat care aduc ariditate nu numai în zona de coastă, dar și cu mult în largul mării. În mod destul de straniu la aceste latitudini tro-

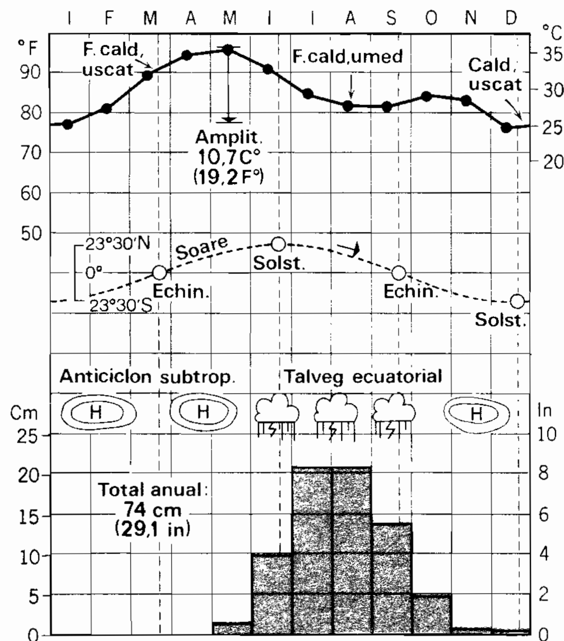


Fig. 15.14 Datele pentru Kayes (Mali), situat la 14 ½° latitudine nordică, ilustrează o climă de stepă apropiată de clima tropicală umedă-uscată (date din Trewartha).

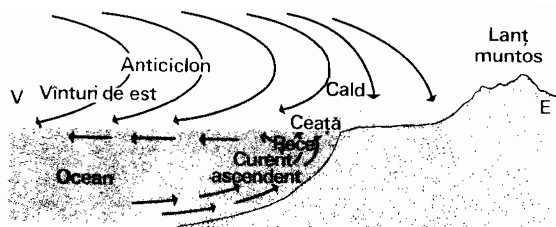


Fig. 15.15 Aer în subsidență deasupra unei inversiuni termice de coastă (din A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

picale găsim deșerturi uscate în apropierea oceanelor (fig. 15.15).

În ce privințe se deosebește clima coastelor vestice uscate de clima deșerturilor continentale interioare cu care se învecinează? Principala diferență o constituie temperatura. Deșerturile de coastă sînt relativ răcoroase, cu temperaturi medii anuale în jur de 18°C, în timp ce deșerturile continentale interioare au cu circa 5°C mai mult. Prezența unor curenți oceanici reci ascendenți și orientați spre ecuator, cum sînt curenții Humboldt și Benguela, ne ajută să înțelegem această diferență de temperatură (vezi cap. 10). Amplitudinea termică anuală a deșerturilor de coastă este foarte mică așa cum se poate vedea în figura 15.16, care prezintă diagrama temperaturii la Iquique, în Chile (20°S), pe coasta Americii de Sud (deșertul Atacama). Amplitudinea anuală este de numai 6°C. Pe de altă parte, la Aswân (Egipt), la 24° latitudine nordică găsim o medie

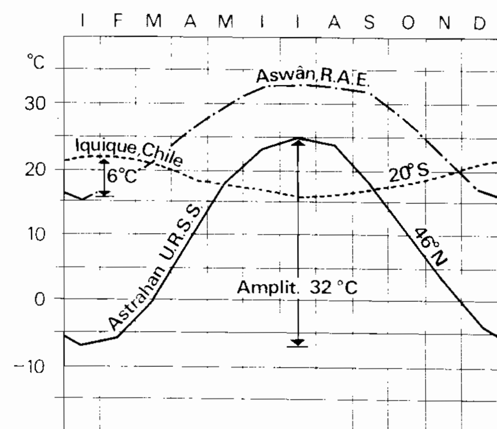


Fig. 15.16 Comparație între condițiile de temperatură ale unor localități situate în zone de deșert tropical de coastă și din interior (date furnizate de H. H. Clayton, *Smithsonian Institution* **și Trewartha).**

superioară și o amplitudine termică mai mare.

Deși climatul deșertic răcoros al coastelor de vest este tratat aici separat de clima de deșert tropical, această distincție nu se întîlnește în toate clasificările climatice. În clasificarea Köppen inițială, aceste deșerturi mai răcoroase sînt desemnate prin simbolul *BWn*, în care *n* înseamnă ceață frecventă (de la cuvîntul german *Nebel*, ceață). În stratul inferior de aer rece de deasupra apei oceanului se formează cețuri de coastă persistente (fig. 15.15). În versiunile ulterioare ale clasificării Köppen, deșerturile de coastă vestică sînt indicate prin simbolurile *BWh* și *BWk*. Climatul *BWk* este limitat la regiunile de coastă ale Americii de Sud și ale Africii de sud-vest, între 20° și 32° latitudine sudică, unde se simte cel mai mult influența curenților oceanici reci.

Vegetația și solurile deșerturilor de coastă vestică sînt în linii mari asemănătoare cu cele întîlnite în deșerturile interioare. Prezența sporită a ceților în aceste regiuni favorizează creșterea anumitor plante care pot folosi umezeala sub forma produselor de condensare din apropierea țărmului.

5. Clima tropicală umedă-uscată (*Aw*, de asemenea, *Cwa*)

Pînă în prezent ne-am ocupat de două tipuri de climă extreme. Unul dintre ele a fost clima umedă a zonei ecuatoriale, iar celălalt clima de deșert din zona tropicelor Racului și Capricornului. Ce se întîmplă cu zonele intermediare, acolo unde aceste două tipuri vin în contact? Cunoscînd din cele expuse anterior că zonele de presiune și vînturi de pe glob se deplasează către nord în anotimpul solstițiului din iunie și către sud în anotimpul solstițiului din decembrie, putem deduce că aceste zone intermediare vor avea un tip de climă ce îmbină, într-o alternare sezonieră, caracteristicile primelor două tipuri. Acesta este climatul tropical cu un anotimp umed, inflențat de aerul ecuatorial și maritim tropical, în epoca în care soarele are înălțime mare pe cer și un anotimp uscat, influențat de aerul tropical continental, în perioada în care soarele prezintă o înălțime mai mică.

Acest tip de climă se întîlnește aproximativ între 5° și 25° latitudine, în America Centrală și de Sud, în Africa și în Australia. În Asia de sud-est această zonă este extinsă spre nord, între 10° și 30°, deoarece aici regiunea de formare a aerului tropical

continental se situează vara mai spre nord datorită masei terestre asiatice.

Trăsăturile climatice ale acestei zone sînt ilustrate în figura 15.17 care redă datele de temperatură și precipitații ale unei stațiuni reprezentative din Africa de vest. Această diagramă poate fi studiată în raport cu figura 15.18, care indică repartiția sezonieră a maselor de aer și circulației aerului. Localitatea Timbo se află mai aproape de ecuator decît Kayes, reprezentînd clima de stepă tropicală *(BSh)* (fig. 15.14), și are un anotimp umed mai lung și un regim termic mai uniform. Vom nota în special faptul că temperaturile maxime se înregistrează mai degrabă în martie, aprilie sau în luna mai decît în iulie, deoarece venirea ploilor este însoțită de o pătură de nori și de valori ale temperaturii aerului mai scăzute. Bilanțul hidric al unei stațiuni de climă tropicală umedă-uscată din Africa (Yambio, în Sudan) este înfățișat în fig. 14.7, *C*. Aici regimul anual prezintă atît un surplus, cît și un deficit.

Clima tropicală umedă-uscată asiatică este întrucîtva diferită, deoarece musonii exercită o mare influență, dînd naștere unui contrast extrem între condițiile de umiditate și cele de uscăciune. Dacă studiem datele stațiunii Allahabad (India) situată la 25° latitudine nordică (fig. 15.19), vom observa că asemănarea esențială cu situația de la Kayes și Timbo din Africa de vest (fig. 15.14 și 15.17) este foarte mare. Latitudinea superioară a Allahabad-ului condiționează temperaturi mult mai reci în luna ianuarie și o amplitudine anuală mai mare, dar în anotimpul ploios curbele de temperatură prezintă aceeași configurație.

Köppen situează Allahabad-ul și o mare fîșie din Asia de sud-est (20°—25°N) în clima *Cwa* (temperată ploioasă, cu iarnă uscată și vară foarte caldă). Clima de tip *Cw* este o extindere spre poli a climei *Aw*, atît aici, cît și în Africa, America Centrală și America de Sud. Noi tratăm cele două tipuri sub o singură denumire (climă tropicală umedă-uscată) deoarece predomină masele de aer tropical, iar regimul are în esență o configurație unică. Figura 13.8 ilustrează bucla caracteristică în formă de 8 a regimului umed-uscat din India. Allahabad-ul este o stațiune *Cwa* și prezintă un puternic efect continental asupra amplitudinii termice. Parana, o stațiune *Aw* din Brazilia, prezintă uniformitatea termică caracteristică climei umede ecuato-

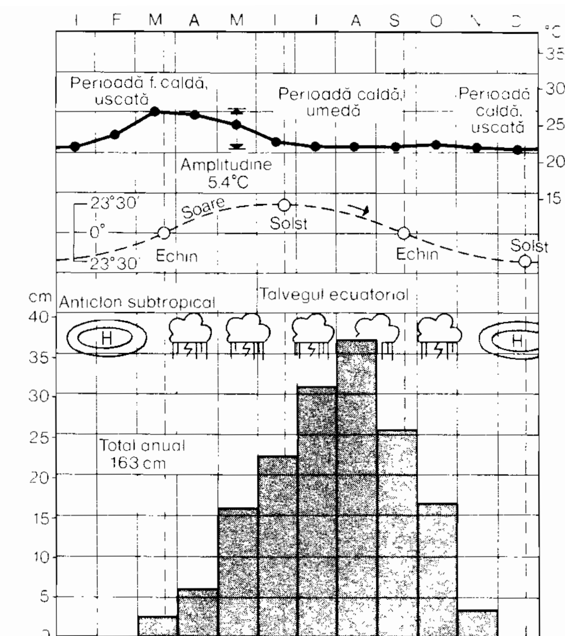


Fig. 15.17 Timbo, Republica Guineea (10°40′ latitudine nordică), oferă o bună ilustrare a alternării anotimpurilor umed și uscat, într-o zonă climatică tropicală umedă-uscată (date din Trewartha).

riale, dar are un pronunțat anotimp secetos.

Sistemul Köppen oferă o bază exactă pentru diferențierea climelor *Am* și *Aw*, ambele caracterizate printr-un anotimp uscat. Granița dintre *Am* și *Aw* se determină în funcție de precipitațiile anuale totale și precipitațiile lunii celei mai uscate, așa cum rezultă din diagramă (fig. 15.20). În cadrul intervalului cu precipitații anuale între 100 cm — 250 cm, clima *Am* poate exista cu valori deosebit de mici ale precipitațiilor lunii celei mai uscate ce pot varia de la 6 cm pînă la 0. Astfel, o stațiune *Am* poate avea o lună complet lipsită de precipitații, cu condiția ca totalul anual să depășească 250 cm.

Alternarea anotimpurilor uscate cu cele umede dă naștere unui tip specific de vegetație, ***savana tropicală***, caracterizată prin mari întinderi de ierburi înalte, presărate cu arbuști și copaci rezistenți la secetă (fig. 21.20). Alte regiuni au păduri luminoase de savană, păduri musonice, tufișuri spinoase și scrub tropical, toate aceste clase de formații fiind grupate în planșa 4 sub simbolul *C*. În anotimpul secetos ierburile se usucă și numeroși arbori își pierd frunzele. Alți copaci și arbuști au

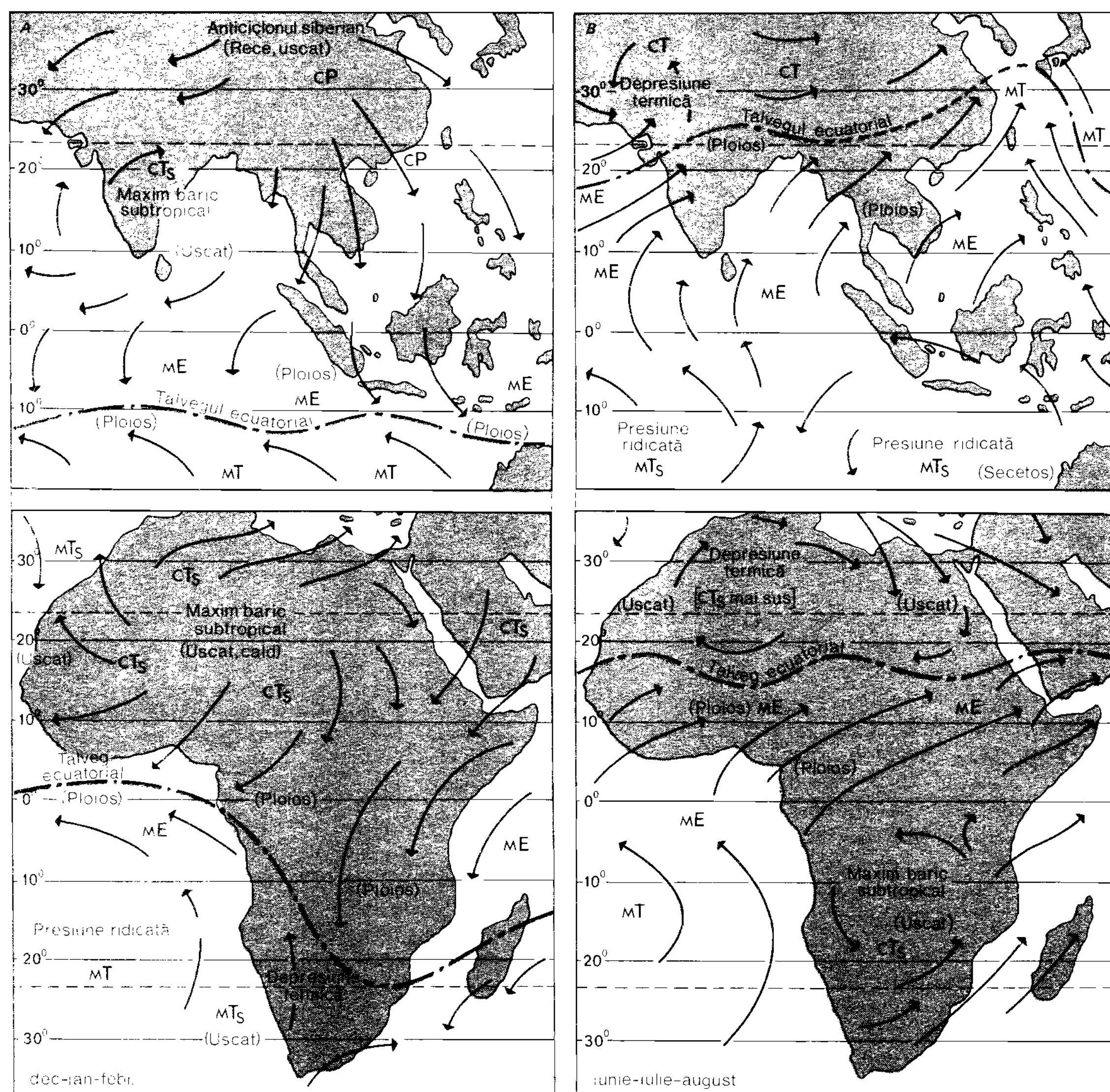


Fig. 15.18 Hărți ale Africii și Asiei de sud ilustrînd regiunile de formare și schemele de circulație a maselor de aer care determină clima ecuatorială și tropicală (modificate după M. A. Garbell, « Tropical and Equatorial Meteorology », New York, 1947. Bazate pe o hartă-bază Goode. Copyright Universitatea Chicago).

spini și frunze mici, tari, coriacee, care împiedică pierderea umezelii.

Solurile regiunilor cu climă tropicală umedă-uscată sînt de obicei latosoluri gălbui sau roșcate, similare celor descrise la clima ecuatorială umedă (vezi cap. 19). Precipitațiile abundente și temperatura ridicată determină și aici o levigare excesivă. În general, solurile reziduale ale platourilor înalte nu sînt fertile și se cultivă foarte puțin în Africa și America de Sud. Pe alocuri, aluviunile bogate din lunci sînt foarte productive. În aceste regiuni debitul cursurilor de apă se deosebește mult față de cel din clima ecuatorială umedă, în sensul că prezintă o pronunțată fluctuație sezonieră. De la condiții de inundație în anotimpul ploios se ajunge la un debit foarte mic sau chiar la stadiul de secare în anotimpul uscat, cînd nisipul și pietrișul albiilor se poate usca.

În strînsă legătură cu clima și cu vegetația este fauna naturală a fînețelor și pădurilor de savană. În aceste regiuni

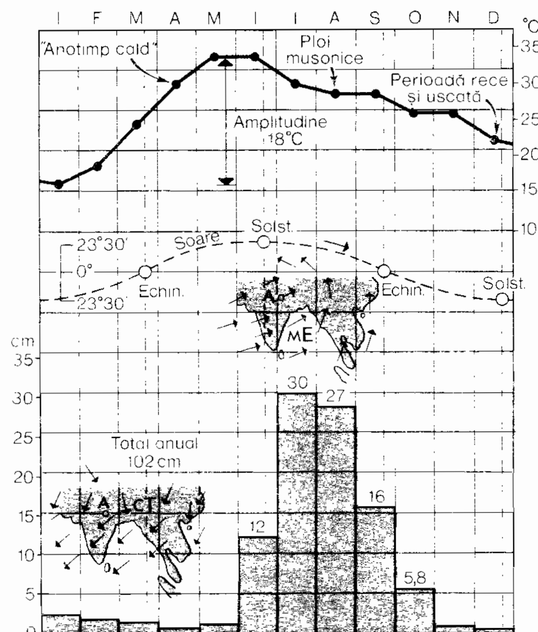


Fig. 15.19 Allahabad (India), situat la 25° latitudine nordică, ilustrează tipul de climă tropicală umedă-uscată determinată de muson (date furnizate de H. H. Clayton, *Smithsonian Institution*).

trăiesc animale de pradă carnivore și un mare număr de ierbivore cu care primele se hrănesc. Savanele Africii formează habitatul unor ierbivore ca gazela, căprioara, antilopa, bivolul sălbatic, rinocerul, zebra, girafa și elefantul. Cu acestea se hrănesc leii, leoparzii, hienele și șacalii. Unele ierbivore scapă de inamic doar prin agilitatea cu care pot fugi. Altele, cum sînt rinocerii, bivolii și elefanții, se apără prin forța și masivitatea lor, sau prin grosimea pielii. Girafa prezintă o adaptare specifică la pădurile de savană; gîtul ei lung îi permite să se hrănească cu frunzișul copacilor.

Anotimpul uscat forțează animalele din savana africană la o cruntă luptă pentru existență. După ce rîurile și adăpătorile seacă, apa de băut mai poate fi găsită doar în cîteva bălți noroioase. În această epocă crește foarte mult pericolul din partea carnivorelor.

În India, fauna zonei respective este relativ asemănătoare. Se găsesc aici foarte multe căprioare și antilope, ca și un anumit număr de bivoli de apă și rinoceri. Principalul carnivor nu mai este leul, ci tigrul. Elefantul indian nu se întîlnește de regulă decît în fîșiile de pădure de pe coastele Birmaniei, Malabarului (India) și Ceylonului (Sri Lanka).

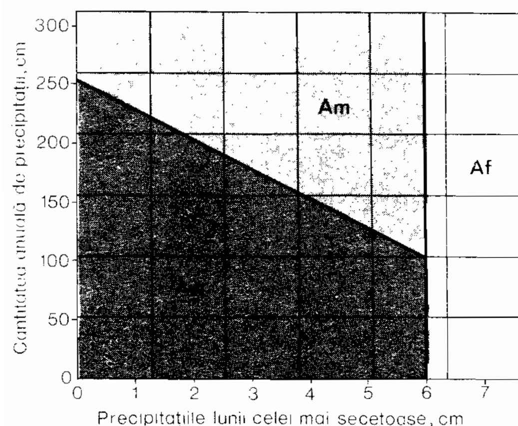


Fig. 15.20 Grafic indicînd diferența dintre climele *Aw* **și climele** *Am* **în cadrul sistemului Köppen (după Haurwitz și Austin).**

Capitolul 16 Tipurile de climă de la latitudini medii

CLIMELE DIN GRUPA A DOUA SÎNT cele situate la latitudini medii, în zona frontului polar, în care atît aerul tropical, cît și cel polar joacă un rol important. Coridorul de latitudine în care se află aceste tipuri se caracterizează prin furtuni ciclonice; cele mai multe precipitații cad în lungul fronturilor ce le separă.

6. Clima subtropicală umedă *(Cfa)*

Natura umedă a porțiunilor vestice ale centrelor barice subtropicale oceanice de înaltă presiune a fost discutată în capitolul 11. În această parte a anticiclonului, aerul tropical maritim *(mT)* este angajat într-o ușoară mișcare de ascendență îmbinată cu o deplasare spre latitudini mai înalte. Masa de aer prezintă un gradient adiabatic mare. Umezeala provenită din evaporare de pe suprafața caldă a oceanelor se repartizează pînă la mari înălțimi. Cînd acest aer tropical maritim umed și instabil ajunge deasupra coastelor continentale răsăritene, la latitudinile de 25°—35°, pătrunzînd apoi în interior, el dispune de suficientă umiditate și energie calorică latentă pentru formarea unor precipitații abundente. Ascendența se produce de-a lungul fronturilor calde și reci, la întîlnirea cu aerul polar. Acest tip de climă, numit aici *subtropical umed* este ilustrat de regiunile situate în sudul coastei atlantice a S.U.A. și pe țărmul Golfului Mexic; regiuni corespunzătoare se întîlnesc și în America de Sud (Argentina, Uruguay, sudul Braziliei), în partea răsăriteană a R. P. Chineze, în sudul Japoniei, și, într-o măsură mai mică, pe coasta sud-estică a Africii și pe coasta estică a Australiei.

În sistemul Köppen aceste regiuni sînt înglobate în clima *Cfa*, definită drept climă temperată ploioasă, cu veri foarte calde. Valorile specifice de temperatură ale climelor de tip *C* au fost indicate în capitolul 13. Clima *Cfa* nu are anotimp uscat, chiar și cea mai uscată lună de vară primind peste 3 cm de precipitații. Vara foarte caldă desemnată prin litera *a* se caracterizează printr-o temperatură medie a lunii celei mai calde de peste 22°C.

Pentru a analiza particularitățile temperaturii aerului și precipitațiilor atmosferice ale climei umede subtropicale putem recurge la datele pentru Charleston (statul South Carolina) (fig. 16.1). Precipitațiile sînt bogate în toate epocile anului, dar mai cu

seamă vara, cînd se intensifică anticiclonul oceanic și circulația aerului tropical maritim. Vara se produc numeroase furtuni cu descărcări electrice (fig. 16.2); acestea sînt de tip termic (din interiorul aceleiași mase de aer), sau iau naștere în zona liniei de vijelie sau a fronturilor reci. Uneori zona de coastă poate fi lovită de un ciclon tropical, cu precipitații foarte bogate. Iarna precipitațiile (o parte din ele sub formă de zăpadă) sînt de tip frontal produse în cadrul frecvenților cicloni de la latitudini medii care bîntuie în aceste regiuni. Nu toate stațiunile cu climă subtropicală umedă prezintă un maxim estival. De pildă Atlanta (statul Georgia) are un maxim de iarnă și doar un maxim secundar la mijlocul verii. Precipitațiile anuale depășesc în general 100 cm.

Amplitudinea termică este relativ pronunțată, cam de aceeași mărime ca și în cazul deșerturilor tropicale, dar fără căldură excesivă vara. Umiditatea este, desigur, foarte bogată, în evident contrast cu deșerturile, iar clima de vară de pe coastele umede de est este uneori asemănătoare celei ecuatoriale din punct de vedere al temperaturii, precipitațiilor și umezelii aerului. Iernile sînt influențate de activitatea ciclonică ce se dezvoltă, datorită pătrunderilor frecvente ale maselor de aer polar la latitudini subtropicale, pătrunderi care provoacă înghețuri care dăunează vegetației. Am putea spune că acest tip de climă este influențat atît de aerul polar, cît și de cel tropical, dar că masele de aer tropical sînt prezente în cea mai mare parte a timpului, predominînd vara.

În Asia de sud-est clima subtropicală umedă este întrucîtva modificată prin formarea musonilor. Masele de aer de iarnă din interiorul Asiei sînt foarte uscate, ceea ce face ca iarna precipitațiile să fie reduse, în timp ce vara masele de aer maritim, ca și taifunurile ce se produc uneori, creează un maxim foarte pronunțat. Acest lucru rezultă cu claritate din regimul precipitațiilor de la Shanghai (R. P. Chineză) (fig. 16.3), unde iarna este mai rece și mai uscată decît la Charleston.

În ceea ce privește regimul climatic, clima subtropicală umedă prezintă, de obicei, un pronunțat caracter continental, așa cum se vede din diagrama cu termohiete pentru Shanghai (fig. 13.10, *C*).

Solurile sectoarelor mai umede și mai calde din regiunile subtropicale umede sînt puternic levigate, de culoare roșie-gălbuie

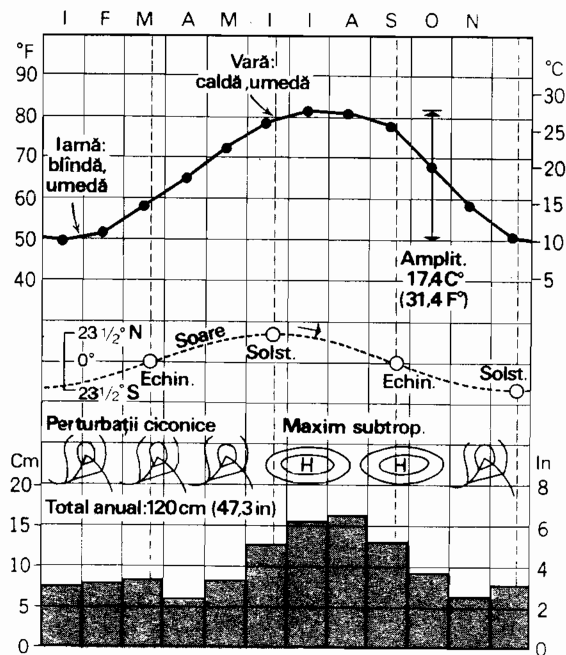


Fig. 16.1 Charleston (statul South Carolina) ilustrează clima subtropicală umedă a litoralului expus invaziilor frecvente de aer tropical maritim (date după Trewartha).

înrudindu-se cu latosolurile din regiunile ecuatoriale și tropicale umede (vezi planșa în culori). Aceste soluri sînt bogate în oxizi de fier și aluminiu, dar lipsite de substanțe nutritive care să permită o producție agricolă satisfăcătoare.

Vegetația naturală a celor mai multe zone din acest climat este pădurea. Planșa

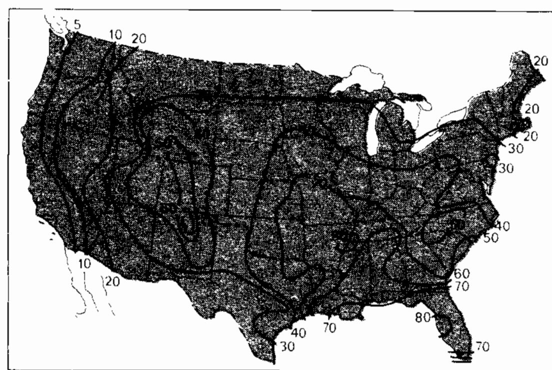


Fig. 16.2 În zonele cu clima umedă din jurul Golfului Mexic și în peninsula Florida furtunile cu descărcări electrice sînt mai frecvente decît în oricare altă regiune a S.U.A. Cifrele indică numărul mediu anual de zile cu furtuni, pe baza înregistrărilor din perioada 1899—1938 (după J. B. Kincer, *U. S. Dept. of Agriculture*, în « Yearbook of Agriculture », 1941).

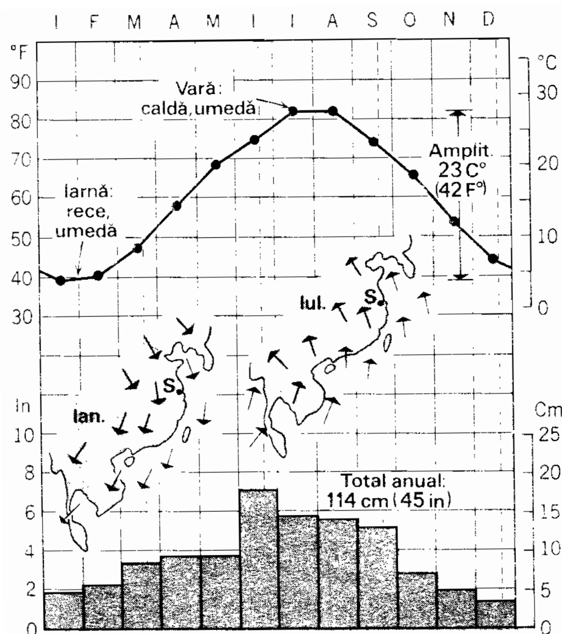


Fig. 16.3 Shanghai (R. P. Chineză) ilustrează clima subtropicală umedă a Asiei de sud-est, cu tendința ei musonică (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain*).

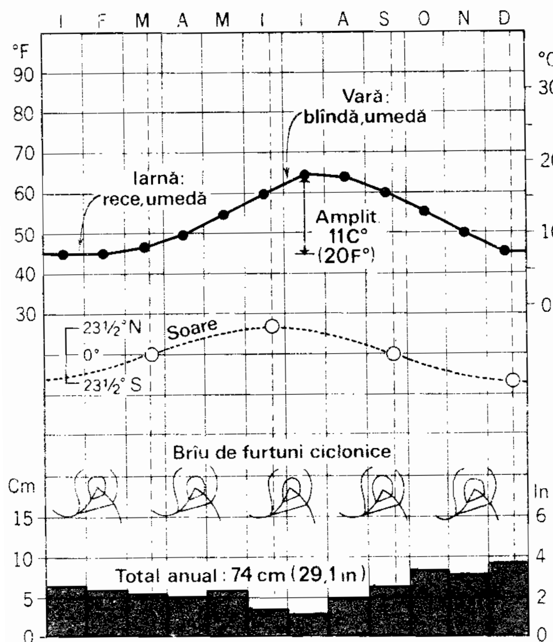


Fig. 16.4 Brest (Franța), pe coasta bretonă, la 49° latitudine nordică, este o stațiune reprezentativă pentru climatul maritim de coastă vestică de la latitudinile medii (date după Blair).

4 arată că tipul dominant este pădurea pluvială de zonă temperată, dar cu cîteva fîșii de pădure tropicală pe coastele de la latitudinile inferioare. După înlăturarea pădurii tropicale din regiunea estică de coastă a Statelor Unite s-au dezvoltat aici păduri de conifere, în timp ce regiunea interioară este acoperită cu păduri cu frunze căzătoare. (Aceste tipuri de păduri vor fi tratate în capitolul 21). La latitudini superioare pădurea este înlocuită de prerii cu ierburi înalte cum sînt cele din Argentina și Uruguay sau cele din statele Oklahoma și Missouri. Ca soluri se întîlnesc cernoziomuri și soluri de prerie, caracteristice pentru climatul uscat continental. Aceste cîmpii ocupă regiuni *subumede* (adică de tranziție spre stepele semiaride), cu precipitații anuale sub 100 cm și ariditate pronunțată în timpul iernii.

7. Clima maritimă de coastă vestică (*Cfb*, *Cfc*).

Îndreptîndu-ne acum atenția spre latitudinile superioare și folosind datele despre mase de aer, fronturi și cicloni prezentate în capitolul 12, ne-am putea aștepta să constatăm, că, în coridorul perturbațiilor ciclonice, coastele de vest primesc precipitații bogate din masele de aer polar maritim, avînd variații de temperaturi relativ moderate, din cauza apropierii de oceane, de pe care masele de aer tind să ajungă pe uscat.

Aceste condiții se realizează pe coastele vestice ale continentelor, situate între 40°—45° și 60° latitudine. Aflîndu-se mult prea spre poli pentru a fi dominate de influența uscată a centrelor barice oceanice subtropicale de înaltă presiune, aceste tipuri de climă nu prezintă un anotimp uscat. Deoarece masele de aer polar continental tind să se deplaseze spre est, ele rareori ajung pe coastele vestice și, ca atare, nu vom întîlni condiții pronunțate de uscăciune și de frig.

Köppen clasifică această climă sub indicatorul *Cfb*, climă temperată ploioasă cu veri calde. Temperatura medie a lunii celei mai calde este sub 22°C, iar cel puțin patru luni au în medie 10°C sau mai mult. Varianta cu vară răcoroasă *Cfc* are mai puțin de patru luni cu valori medii peste 10°C.

Clima coastelor de vest de la latitudini medii este ilustrată de diagrama pentru Brest (Franța) (fig. 16.4), stațiune situată la 49° latitudine nordică, pe coasta bretonă.

Precipitațiile sînt bine repartizate pe întreaga durată a anului, prezentînd însă o scădere în lunile de vară. Această caracteristică se întîlnește și în diagramele de precipitații pentru stațiunile de pe coasta de nord-vest a Statelor Unite. Care este cauza acestei scăderi? Vara, anticiclonul subtropical oceanic atinge intensitatea maximă și punctul maxim al înaintării sale spre nord, exercitîndu-și influența aridă și provocînd o anumită scădere a precipitațiilor de vară. Cu alte cuvinte, avem de a face cu același mecanism care dă naștere deșerturilor de coastă vestică la latitudini inferioare.

Deși totalul precipitațiilor la Brest și în alte stațiuni similare din Europa nu este mare, judecînd după valorile tropicale sau ecuatoriale, temperatura mai scăzută a aerului reduce evaporarea, dînd astfel naștere unei clime foarte umede cu nebulozitate accentuată. Apropierea de ocean implică o amplitudine termică anuală mică ca și în cazul deșerturilor de pe coastele vestice de la latitudinile inferioare. Aceste regiuni se caracterizează prin ierni blînde și veri relativ răcoroase. Iernile care se dovedesc foarte reci la aceeași latitudine în interiorul continentului sînt, prin contrast, surprinzător de blînde pe coastele de vest.

În privința regimului climatic, clima umedă de pe coasta vestică îmbină uniformitatea temperaturii cu un regim mediteranean. Vancouver (British Columbia — Canada) are o diagramă cu termohiete de configurație tipic mediteraneană, dar deplasată într-o poziție mai rece și mai umedă (fig. 13.9, *C*). Auckland (Noua Zeelandă) este prezentat în figura 13.6, *A* ca avînd o tendință de uniformitate și o amplitudine termică anuală de numai 8°C.

Influența munților din regiunea de coastă asupra precipitațiilor este foarte pronunțată la latitudini medii. În timp ce zonele de țărm situate la mică altitudine, cum sînt cele din nordul Franței și sudul Angliei, primesc anual 75 pînă la 100 cm precipitații, coastele muntoase din British Columbia (Canada), Alaska (S.U.A.), Norvegia și Chile primesc 150—200 cm și chiar mai mult. Aceste precipitații orografice au constituit un factor important în formarea fiordurilor (vezi capitolul 29). Zăpezile abundente care s-au adunat în aceste regiuni în timpul glaciațiunii au dat naștere unor ghețari puternici, care, coborînd spre mare, au săpat văi adînci sub nivelul mării către partea inferioară a văii.

Vegetația naturală a climei umede de pe coasta vestică este pădurea, dar o pădure de tip foarte diferit în diverse părți ale lumii. În Europa occidentală, de pildă, găsim păduri cu frunze căzătoare, pe cînd pe coasta de vest a Americii de Nord cresc păduri de conifere. Pe munții din zona de coastă din nord-vestul S.U.A. se întind codrii magnifici de molid, cedru roșu și brad Douglas (fig. 21.14). Pădurile din Noua Zeelandă și din Chile situate în aceeași climă sînt de tip temperat.

Solurile regiunilor acoperite cu păduri de conifere sînt puternic acide, de tip podzolic (vezi planșa în culori). La temperaturi mai reci activitatea bacteriană se reduce, astfel încît materia vegetală nu este consumată și formează acumulări masive. Acizii organici rezultați din descompunerea vegetației reacționează cu substanțele din sol, ducînd la eliminarea bazelor (calciu, sodiu, potasiu). Solurile din Europa răsăriteană sînt de tip *podzolic cenușiu-brun*, asociate de obicei cu pădurile cu frunze căzătoare de la latitudini medii. Acest sol nu este prea puternic levigat și permite o agricultură diversificată.

8. Clima mediteraneană (clima subtropicală cu vară uscată) (*Csa, Csb*)

Pe coastele de vest, între 30° și 45°, latitudine, se află o zonă cu anotimpuri uscate și umede alternative, situată în regiunea de tranziție dintre deșertul tropical uscat de pe coasta vestică (pe partea dinspre ecuator) și clima umedă de coastă vestică (pe partea dinspre pol). Întrucît aceste două tipuri de climă au fost analizate și descrise în paginile precedente, putem acum folosi cunoștințele respective pentru studierea unui tip climatic combinat.

Să luăm ca exemplu clima stațiunii Moneterey (statul California) (fig. 16.5). Vara, cînd anticiclonul subtropical oceanic atinge intensitatea maximă și punctul maxim spre nord, clima acestei stațiuni intră sub influența condițiilor de deșert care există permanent în sud și care aduc o secetă aspră. Totuși, apropierea oceanului cu curentul său rece menține temperaturile de vară în jurul unei medii de 16°C. Iarna, influența regimului umed determinat de ciclonii de la latitudini medii și de aerul polar maritim umed *(mP)* se resimte în precipitațiile abundente.

Clima subtropicală cu vară uscată caracterizează numeroase regiuni mediteraneene, motiv pentru care s-a adoptat denumirea de climă mediteraneană. Regimul climatic mediteranean a fost descris în capitolul 13. Diagrama cu termohiete formează o figură eliptică înclinată spre dreapta jos (fig. 13,9, *A* și *B*).

Köppen clasifică clima regiunilor mediteraneene sub indicativul *Csa*, climă temperată ploioasă, cu veri uscate și foarte calde. Fîșiile înguste de țărm, spălate de curenții reci ai oceanelor Atlantic, Pacific și Indian sînt desemnate de Köppen cu indicativul *Csb*, distingîndu-se de clima *Csa* printr-o vară pronunțat mai rece. Astfel Moneterey (statul California) reprezintă o climă de tip *Csb*.

Un exemplu de stațiune *Csa* din regiunea mediteraneană este Napoli, în Italia (fig. 16.6). Amplitudinea termică anuală este aici de 16°C, adică mai mult decît dublul celei de la Moneterey. Vara nu este lipsită de ploi, dar cantitățile lunare sînt foarte mici în iunie și iulie. Precipitațiile anuale totalizează o cantitate de două ori mai mare decît cea de la Moneterey. Pe scurt, influența uniformizantă a deșertului răcoros de pe coasta vestică este înlocuită aici printr-o influență continentală.

Este evident că dacă înaintăm de pe țărmul mediteranean spre interiorul Africii, vom trece din clima mediteraneană în clima de stepă tropicală a Saharei. O climă intermediară, de tranziție, între cele două tipuri, este ilustrată de datele pentru Benghazi (Libia) la 32° latitudine nordică (fig. 16.7). Observăm că datele de temperatură sînt similare celor din clima tropicală uscată — fără să se ajungă la valori atît de ridicate —, dar repartizarea precipitațiilor este vădit de tip mediteranean, deși nu atît de abundentă.

Întrucît în clima mediteraneană perioada secetoasă coincide cu temperaturile mari ale verii, se produce un mare deficit hidric la mijlocul și spre sfîrșitul verii (fig. 14.7, *F*). Ploile de iarnă refac rapid lipsa de umezeală, iar la începutul primăverii apare chiar un surplus de apă.

Existența unei ierni umede și a unei veri uscate este un fapt singular în cadrul tipurilor de climă și are ca rezultat dezvoltarea unei vegetații naturale distinctive, cu copaci și arbuști veșnic verzi și cu frunze tari — formă cunoscută sub denumirea de pădure xerofilă (capitolul 21). Sînt de asemenea caracteristice diverse forme de tufișuri și

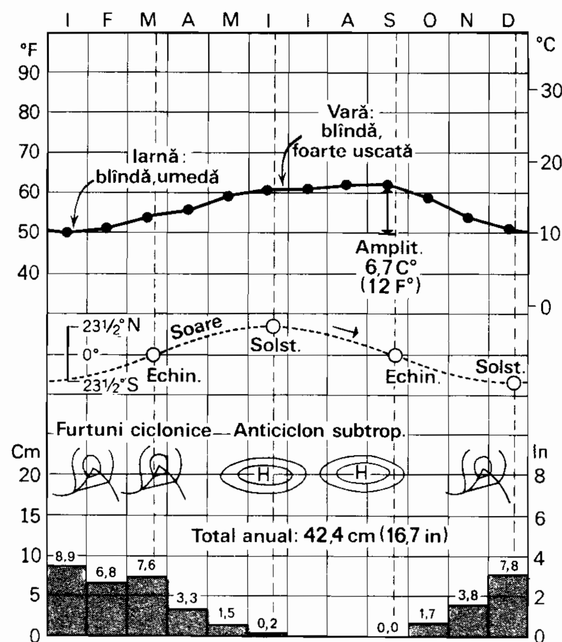


Fig. 16.5 Moneterey (statul California S.U.A.) oferă un exemplu elocvent de climă mediteraneană într-o stațiune situată lîngă ocean. Această climă se caracterizează prin vară secetoasă alternînd cu iarnă umedă (date după Blair).

scrub xerofil (fig. 21.16 și 21.17). Copacii și arbuștii trebuie să reziste unei severe secete de vară, cu 2—4 luni fără precipitații și cu evaporare intensă.

Solurile climei mediteraneene nu sînt ușor de clasificat. Găsim aici soluri roșcate-castanii și roșcate-brune tipice pentru clima semi-aridă (planșa 3). În regiunile mediteraneene se întîlnește de asemenea *terra rossa*, un sol roșu format pe calcar (Vezi planșa în culori).

9. Clima de deșert și de stepă de la latitudini medii *(BWk, BSk)*

În interiorul Asiei și Americii de Nord, la latitudini de 35°—50° și, într-o oarecare măsură, în extremitatea sudică a Americii de Sud, găsim o climă de stepă de origine relativ complexă. Aici acționează influența a trei mase de aer fundamentale: 1) Vara, cînd zonele de presiune și vînturi se deplasează spre pol, aceste regiuni devin temporar surse de aer tropical continental, care se dezvoltă datorită încălzirii intense a marilor suprafețe continentale interioare; 2) Iarna, dezvoltarea intensă a anticiclonilor siberian și canadian, care constituie regiuni

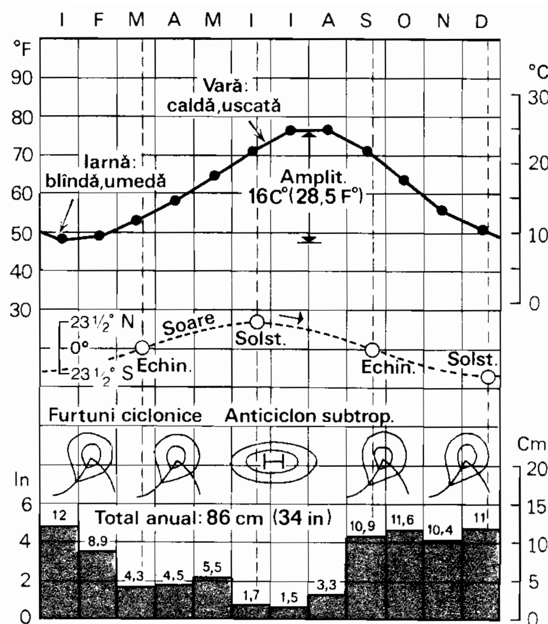


Fig. 16.6 Napoli (Italia) ilustrează clima mediteraneană cu vară caldă și amplitudine termică anuală moderată (date furnizate de *Meteorological Office of Great Britain*).

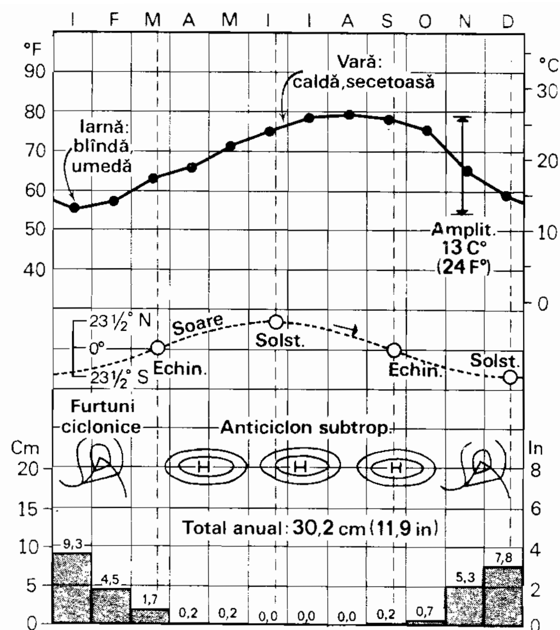


Fig. 16.7 Benghazi (Libia) pe coasta Africii de nord (32° latitudine nordică) prezintă o climă de tranziție între clima mediteraneană și cea de stepă tropicală din sud (data după Trewartha).

de formare a aerului polar continental, provoacă invazii frecvente de aer continental relativ uscat; 3) Lanțurile de munți separă aceste deșerturi de masele de aer umed tropical maritim și polar maritim care aduc precipitații abundente pe coastele de vest și sud-est. Prin ascensiune forțată peste aceste lanțuri, urmată de încălzire adiabatică la coborîre (vezi cap. 11), masele de aer maritim își pierd umiditatea și își măresc temperatura. În consecință, aceste regiuni nu au o așezare favorabilă precipitațiilor. Din cauza vînturilor de vest, dominante la aceste latitudini, aerul tropical maritim nu poate ajunge cu ușurință aici venind din răsărit. În Asia de sud circulația spre nord a aerului tropical umed din Oceanul Indian este împiedicată de marele lanț al munților Himalaya.

Sistemul Köppen recunoaște două varietăți de climă: stepe semiaride *(BSk)* și deșert propriu-zis *(BWk)* (planșa 2). Litera *k* desemnează o climă răcoroasă, cu temperaturi anuale medii sub 18°C, iar litera *k'* o climă rece, cu media lunii celei mai calde sub 18°C.

Numai o mică parte din aria climei uscate de la latitudinile medii este excesiv de aridă: deșerturile Turkestan și Gobi din Asia centrală și porțiuni din Marele Bazin de pe teritoriul statelor Nevada și Utah (planșa 1). Trăsătura principală prin care aceste deșerturi se deosebesc de deșerturile tropicale de la latitudinile inferioare constă în aceea că amplitudinea termică anuală este mult mai mare, iar temperaturile de iarnă mult mai scăzute. O bună ilustrare a acestei trăsături ne-o oferă localitatea Astrahan, din U.R.S.S. (46°N). Marea amplitudine anuală de 32°C de aici este aproape dublă celei de la Aswân (Egipt); temperatura medie a lunii ianuarie este de —7°C în comparație cu 16°C la Aswân, iar maxima din iulie este cu numai 8°C inferioară celei de la Aswân.

De o mult mai mare importanță geografică decît deșerturile sînt vastele întinderi de stepă semiaridă din clima uscată a latitudinilor medii. Datorită altitudinii mai mari, care intensifică precipitațiile, sau datorită așezării mai aproape de zona invaziilor de aer maritim aceste regiuni primesc între 25—50 cm precipitații pe an (planșa 1).

Continentalitatea este caracteristica regimului climatic dominant al stepelor și deșerturilor de la latitudinile medii. O dia-

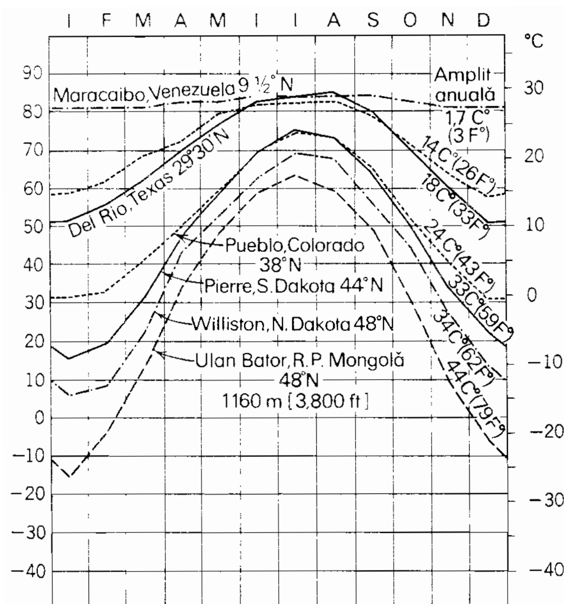


Fig. 16.8 Amplitudinea termică anuală crește cu latitudinea în stepele înalte semiaride (date după Trewartha).

gramă reprezentativă, cu termohiete cea pentru Omaha (statul Nebraska) (fig. 13.10, *A*), are o configurație alungită, cu axa dia-

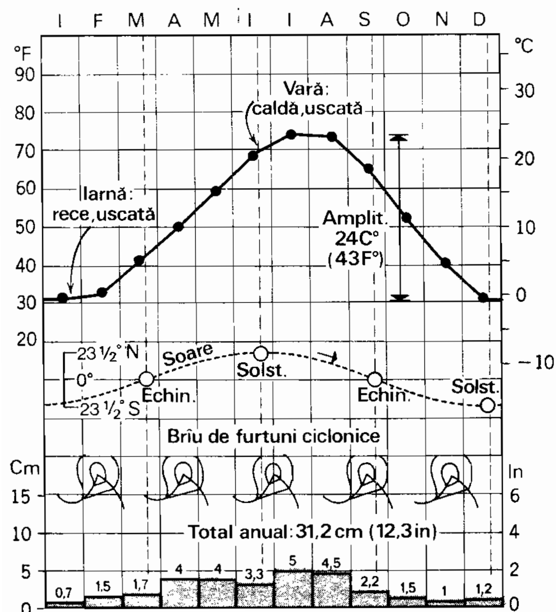


Fig. 16.9 Pueblo (statul Colorado) situat la 38° latitudine nordică este o stațiune reprezentativă pentru stepele semiaride de la latitudinile medii. O pronunțată amplitudine termică anuală și un maximum estival de precipitații constituie trăsături tipice pentru zonele intracontinentale de la latitudinile medii (date după Blair).

gonală orientată dinspre colțul din dreapta sus spre cel din stînga jos. Pe măsură ce temperaturile de iarnă scad cu creșterea latitudinii, ea coboară mai jos în partea stîngă. Acest efect se observă atunci cînd urmărim stepele semiaride din regiunile înalte subtropicale ale Mexicului spre latitudinile medii; ciclurile termice anuale prezintă nu numai temperaturi din ce în ce mai mici, dar și amplitudini anuale mult mărite (fig. 16.8). O climă tipică de stepă cu poziție intermediară este cea de la Pueblo (statul Colorado) (fig. 16.9). În comparație cu clima mediteraneană de la Moneterey (statul California) (fig. 16.5) care se află la aproximativ aceeași latitudine, amplitudinea termică anuală este mult mai mare la Pueblo, iar ciclul precipitațiilor este invers, cu maximul de vară bine marcat. Vara, anticiclonii masivi care se deplasează deasupra părții centrale a Statelor Unite favorizează advecția dinspre nord a maselor de aer pe la periferia lor vestică, și înlesnesc pătrunderea aerului tropical umed din Golful Mexic departe spre nord și spre vest în interiorul continentului. Acest aer este instabil și produce adesea furtuni cu descărcări electrice atunci cînd se ridică peste un lanț muntos sau peste un front rece.

Stepele au o vegetație de ierburi joase, favorabilă pășunatului, dar regiunea este neadecvată agriculturii fără irigații sau metode speciale. Geografii și climatologii acordă o atenție specială graniței dintre zonele de climă umedă și uscată, mai ales datorită faptului că limita pînă la care este posibilă agricultura fără irigații a fost trasată de natură ca o linie ce fluctuează de-a lungul unei zone foarte incerte. Aici productivitatea poate fi mare în unii ani, dar în alții seceta provoacă pierderi dezastruoase. Figura 16.10 reprezintă o hartă cu date privind temperatura și precipitațiile pentru zona de graniță dintre clima uscată și cea umedă în regiunea Marilor Cîmpii din S.U.A. Vom defini clima umedă ca fiind caracterizată prin precipitații în medie mai mari decît evaporarea, ceea ce asigură existența unor cursuri de apă permanente și a unui sol în general umed, iar clima uscată ca fiind caracterizată prin depășirea precipitațiilor de către evaporare, rezultatul fiind vădit în existența unor cursuri de apă intermitente și a unui sol în general uscat. Granița umed-arid nu are un caracter permanent, dar poziția ei medie se află undeva de-a lungul liniei punctate nord-sud din figura

16.10. Observăm că în statul North Dakota această graniță intersectează izohieta anuală de 38 cm (15 in), iar în sudul Texas-ului se apropie de izohieta de 64 cm. Această deplasare se explică prin influența temperaturii, care este mai ridicată în sud, ducînd la pierderi mai mari prin evaporare.

Stepele de la latitudinile medii se caracterizează prin prerii cu ierburi scurte și prin prezența locală a pădurii și arbuștilor de semideșert (planșa 4 și fig. 21.27) (Acest tip de vegetație este descris în cap. 21). Stepele de la latitudinile medii sînt considerate astăzi marile terenuri de pășunat ale lumii. Pe vastele întinderi din această zonă trăiau nenumărați bizoni americani înainte de a fi fost stîrpiți prin vînătoare. Și *veldt*-ul sud-african hrănea pe vremuri o faună bogată. Ierburile de stepă nu formează un înveliș complet, ci lasă să apară pe alocuri solul gol și afînat. Din acest motiv, pășunatul intens sau o succesiune de ani secetoși reduc adesea suprafețele înierbate, permițînd eroziunea solului și ravinarea terenului în urma averselor locale.

Solurile acestor stepe sînt deficitare în humus. Ele aparțin grupei de soluri brune în porțiunile mai puțin aride; în rest, ele sînt sieroziomuri și soluri roșii de deșert (vezi planșa în culori). Carbonatul de calciu este prezent în cantități excesive și poate forma noduli în sol, ca și o crustă tare, albicioasă, numită *calișă* în sud-vestul Statelor Unite. Aceste soluri bogate în calciu sînt deosebit de fertile, prin bazele pe care le conțin, pentru culturile cerealiere (de exemplu, grîu), dar acest avantaj se pierde dacă nu se practică irigația. Către zonele de climă umedă de la limita stepelor, solurile iau o nuanță brun închisă, care denotă cantități sporite de humus provenit din vegetația mai bogată. Astfel, solurile cenușii sau roșii de deșert și stepă trec treptat în solurile bogate brun închise, negre-castanii și cernoziomuri din prerie (planșa 3).

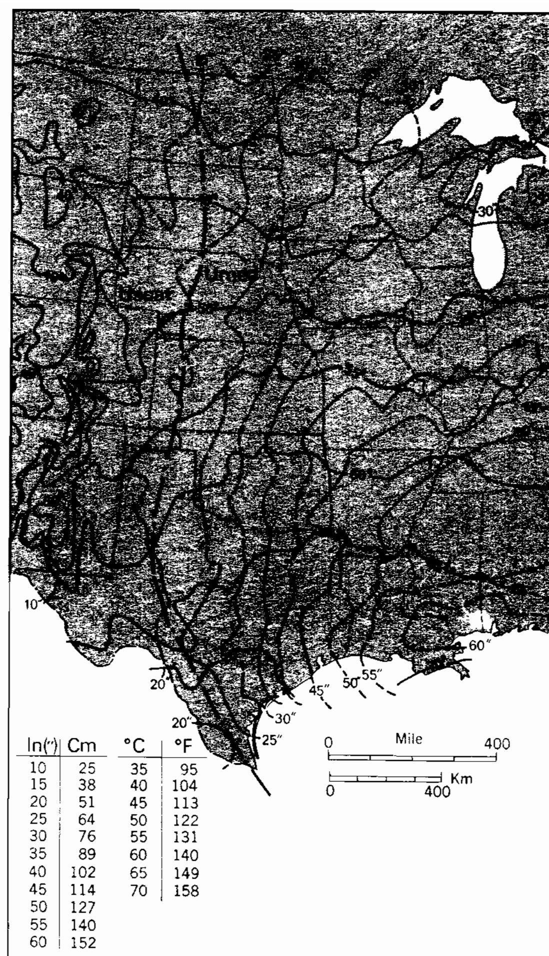


Fig. 16.10 Pe această hartă zona de graniță dintre clima semiaridă și cea subumedă este dispusă pe direcția nord-sud. Harta prezintă, de asemenea, izotermele în grade Fahrenheit ale temperaturilor medii anuale (linii continue) și izohietele precipitațiilor anuale în inci (linii intrerupte) (după J. B. Kincer, *U.S. Dept. of Agriculture*).

10. Clima continentală umedă
(Dfa, Dfb, Dwa, Dwb)

Să ne gîndim la o vastă regiune situată la latitudini medii, de pildă între 40° și 55° latitudine nordică și întinzîndu-se din interiorul continentului către coasta de est. Avem în vedere, firește, continentele America de Nord și Asia. Poziția acestora este intermediară între regiunea de formare a aerului continental polar la nord și masele de aer tropical, continental sau maritim la sud și sud-est. În această zonă de front polar interacțiunea maximă dintre masele de aer tropical și polar se produce, de regulă, de-a lungul unor fronturi calde și reci, asociate cu cicloni ce se deplasează spre est. Iarna predomină aerul polar continental, cu vreme rece din abundență; vara predomină masele de aer tropical, cu temperaturi ridicate. Regiunea se caracterizează prin puternice contraste sezoniere, iar precipitațiile sînt ample în tot cursul anului, datorită prezenței unei zone frontale. Contrastele puternice dintre masele de aer duc la o vie activitate frontală și dau naștere unei vremi foarte schimbătoare. Acest tip

de climă poate fi descris ca avînd atît proprietăţi umede, cît şi proprietăţi uscate.

Tabloul climatic de mai sus se aplică bine regiunilor centrale, de nord şi nord-estice ale Statelor Unite, sud-estului Canadei, nordului R. P. Chineze, nordului peninsulei Coreea şi insulelor japoneze. Condiţii climatice foarte asemănătoare se întîlnesc în cea mai mare parte a Europei centrale şi de răsărit, în ţările peninsulei balcanice şi în U.R.S.S.; aici însă apare influenţa unei mari regiuni de formare a aerului tropical continental, aflată spre sud şi sud-est, în locul regiunilor oceanice de formare a aerului tropical maritim.

Conform sistemului Köppen, în aceste regiuni pe care le grupăm laolaltă sub denumirea de climă continentală umedă există patru tipuri climatice. *Dfa* şi *Dfb* sînt clime de pădure, rece şi cu zăpadă, prima avînd o vară foarte caldă, iar a doua o vară caldă. Sensul exact al simbolurilor *a* şi *b* este cel explicat mai sus. Zonele *Dwa* şi *Dwb*, existente în partea răsăriteană a Siberiei şi nordul peninsulei Coreea, sînt tipuri de climă de pădure, rece, cu zăpadă şi cu iarnă uscată. Literele *a* şi *b* denotă vară foarte caldă şi, respectiv vară caldă. Ariditatea din timpul iernii — tipică tuturor tipurilor de climă din Asia răsăriteană — va fi explicată mai jos.

Includem în această categorie şi porţiunea nordică de climă *Cf* din răsăritul Statelor Unite (vezi planşa 2 şi fig. 13.5). Ne vom aminti că în sistemul Köppen graniţa dintre grupele *C* şi *D* este izoterma de —3°C a lunii celei mai reci. Astfel, de exemplu, Köppen plasează localităţile New Haven şi Cleveland în cadrul aceleiaşi clime *Cfa*, cu New Orleans şi Tampa, în ciuda contrastelor evidente ale temperaturilor medii din ianuarie, grupelor de soluri şi vegetaţiei naturale din aceste zone situate în partea nord-estică a S.U.A. şi respectiv cea sud-estică. Glenn T. Trewartha * a redefinit limita dintre grupele *C* şi *D* pe baza izotermei de 0°C a lunii celei mai reci; în felul acesta el a împins această limită spre sud pe teritoriul Statelor Unite, pînă la o linie trasată aproximativ de la St. Louis la New York (fig. 13.5). Graniţa climatică a lui Trewartha, pe care am adoptat-o aici pentru a distinge clima continen-

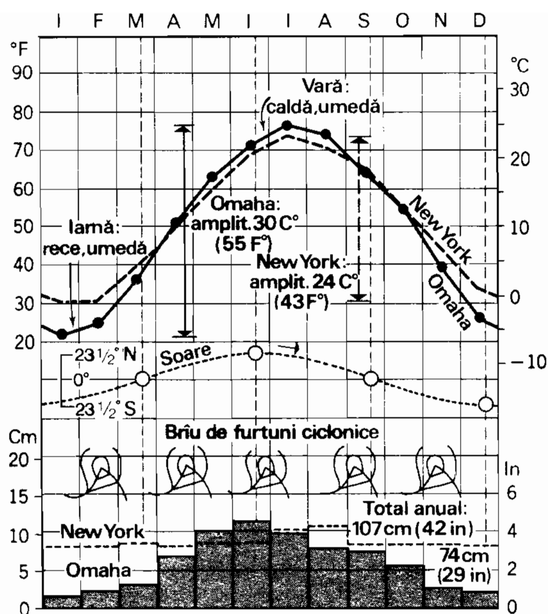


Fig. 16.11 Comparaţie între climele localităţilor New York şi Omaha, ambele situate în zona continentală umedă (date furnizate de H. H. Clayton, *Smithsonian Institution*).

tală umedă de cea subtropicală umedă, a dus la schimbări profunde şi în harta climatică a Europei centrale şi a Asiei de răsărit.

Cîteva trăsături caracteristice ale climei continentale umede pot fi observate din diagramele privind temperatura şi precipitaţiile pentru patru staţiuni: Omaha şi New York (S.U.A.) (fig. 16.11), Moscova (U.R.S.S.) (fig. 16.12) şi Peking (R. P. Chineză) (fig. 16.13). Toate aceste staţiuni au curbe de temperatură asemănătoare. Amplitudinea termică anuală este de circa 30°C pentru toate cu excepţia New York-ului, unde se simte apropierea oceanului. Omaha şi Peking-ul, aşezate la aceeaşi latitudine (40°N), au temperaturi aproape identice; Moscova, situată la peste 1610 km mai spre nord (56° latitudine nordică), are un ciclu termic cu 5,5°C inferior celui de la Omaha sau Peking.

Datele de precipitaţii ale celor patru staţiuni prezintă unele deosebiri marcante ce necesită explicaţii. Toate patru au un maxim de vară, acesta fiind însă foarte slab definit la New York, din cauza faptului că aerul maritim polar şi tropical pătrunde cu uşurinţă pe coasta răsăriteană în toate epocile anului. Omaha şi Moscova au maxime de vară şi minime de iarnă bine defi-

* Glenn T. Trewartha, *An Introduction to Weather and Climate*, McGraw-Hill Book Co, New York, 1943, vezi pag. 311—312.

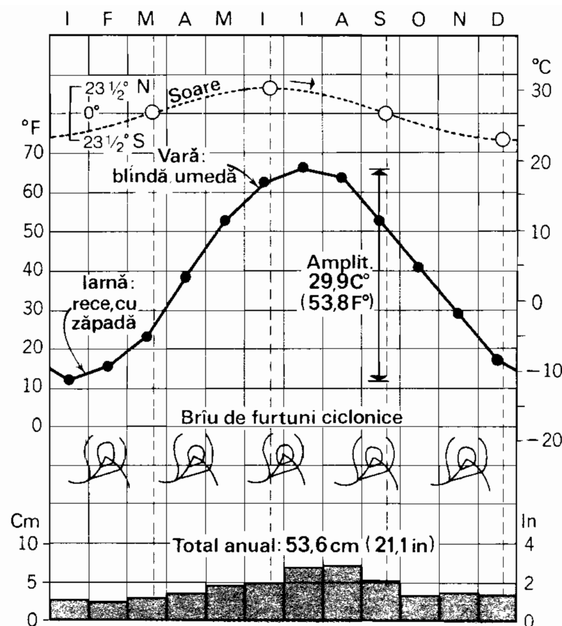


Fig. 16.12 Moscova (U.R.S.S.), situată la 56 latitudine nordică, reprezintă clima continentală umedă a unei așezări nordice, în apropierea regiunii de formare a aerului polar continental (date după Blair).

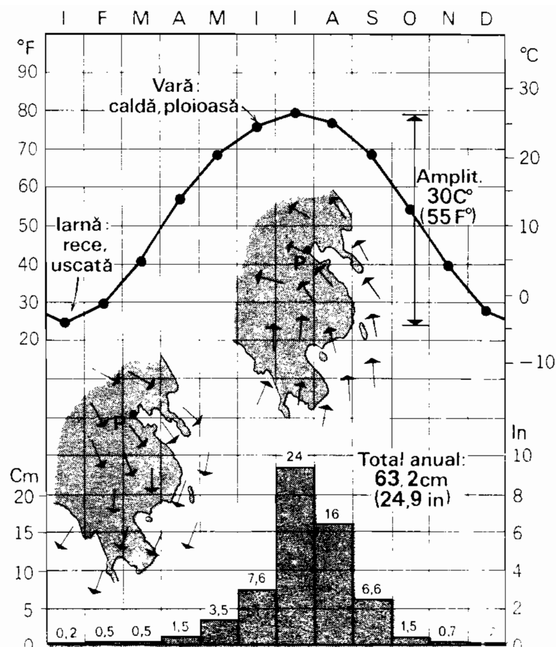


Fig. 16.13 Peking (R. P. Chineză), 40 latitudine nordică, ilustrează tipul de climă continentală umedă, cu iarnă uscată și influență musonică (date după Trewartha).

nite, reflectînd predominanța aerului tropical vara și aerului polar continental iarna. Moscova, situată mai spre nord, lîngă regiunea de formare a maselor de aer polar-continental, primește mai puține precipitații decît celelalte stațiuni. Peking-ul prezintă un maxim de vară foarte puternic și o perioadă secetoasă iarna. Acest contrast este caracteristic stațiunilor de la latitudinile medii din Asia de răsărit și reflectă puternica influență a musonilor, în virtutea cărora iarna predomină aerul continental uscat.

Caracteristica dominantă a regimului climatic al celor patru stațiuni este continentalitatea. Diagramele cu termohiete (fig. 13.10) sînt alungite pe axa verticală, dar înclinate spre dreapta, ceea ce reflectă un maxim estival al precipitațiilor.

Configurația generală a temperaturii în aceste tipuri climatice de la latitudinile medii este ilustrată de graficele termice pentru trei stațiuni situate aproximativ la aceeași latitudine în America de Nord (fig. 16.14). Orașul Victoria, situat pe coasta vestică a Canadei în British Columbia, ocupă

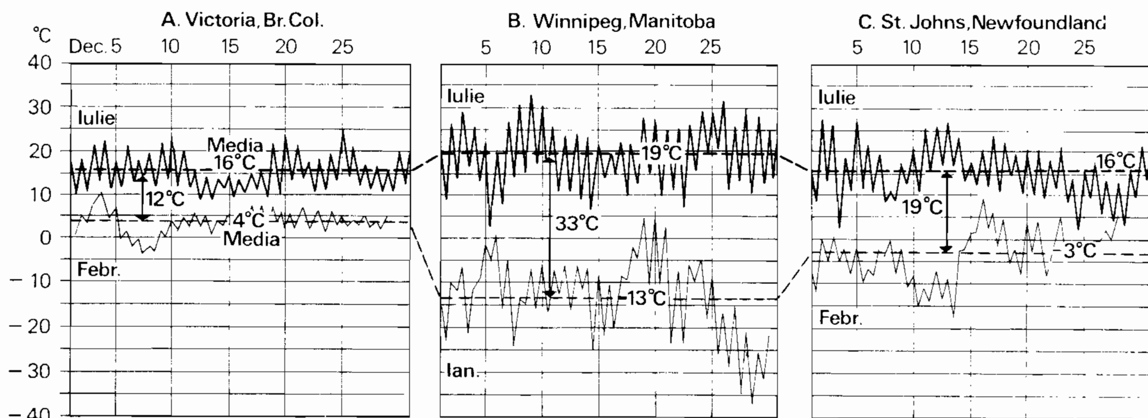


Fig. 16.14 De-a lungul paralelei de 50° latitudine nordică există în America de Nord tipuri de climă foarte diferite. Graficele indică valorile medii pentru lunile iulie și februarie (după Mark Jefferson, « Geographical Review »).

o poziție expusă curenților de aer polar maritim ce vin dinspre Oceanul Pacific. Ca atare. contrastele dintre lunile iulie și februarie, cele două luni extreme ale anului, sînt mici. Amplitudinile diurne sînt de asemenea mici, mai ales iarna. Graficul pentru orașul Winnipeg (statul Manitoba) prezintă o influență continentală maximă, cu puternice contraste anuale și diurne. Vom nota în special amplele fluctuații din timpul iernii, cu invazii de aer polar și arctic care aduc temperaturi foarte joase. Localitatea St. Johns, din provincia Newfoundland, ocupă o poziție adăpostită față de curenții de aer de pe continent și expusă maselor de aer maritim din Atlantic. În consecință, amplitudinea termică anuală este moderată, dar influența continentală se resimte clar în fluctuația pronunțată a valorilor zilnice de temperatură.

În clima continentală umedă putem recunoaște trei tipuri principale de vegetație naturală cu solurile asociate lor. Repartizarea acestora este bine ilustrată în America de Nord (vezi planșele 3 și 4).

În porțiunile răsăritene mai umede, care includ zonele mai calde ale climei continentale umede *(Dfa)*, vegetația naturală se compune din păduri cu frunze căzătoare (fig. 21.11). Apar soluri *brune de pădure* și *soluri argilo-iluviale podzolite*, bogate în humus și moderat levigate, astfel încît prezintă o zonă levigată distinctă, de culoare deschisă, sub stratul închis de deasupra (vezi planșa în culori). În această regiune, acolo unde relieful o permite, terenurile agricole pot fi folosite din plin pentru culturi și creșterea animalelor.

În sectorul nordic mai rece al climei continentale-umede *(Dfb)* se întinde o fîșie de păduri veșnic verzi, la care s-ar putea adăuga regiunile muntoase din Adirondacks și din nordul Noii Anglii. Solurile sînt aici de tip podzolic, puternic levigate, dar cu un strat superior de humus (cap. 19). Temperaturile relativ scăzute împiedică activitatea bacteriană, care în regiunile tropicale ar cauza distrugerea acestei materii organice. Podzolurile sînt deficitare în calciu, potasiu și magneziu și sînt în general acide. Ca atare, aceste soluri nu sînt deosebit de productive din punct de vedere agricol, chiar și în condițiile unor precipitații suficiente. Ele favorizează, însă, dezvoltarea coniferelor.

Zonele mai uscate de cîmpie ale climei continentale-umede sînt acoperite cu prerii, cu ierburi înalte (fig. 21.26), care spre vest se transformă treptat în regiuni mai uscate de stepă cu ierburi scurte. Solurile de prerie și cernoziomurile, cele două principale grupe de soluri ale acestor cîmpii, sînt închise la culoare și constau dintr-un strat superior gros care trece treptat în materialul de sol subiacent (cap. 19). Aceste soluri conțin din abundență calciu, magneziu și potasiu, deoarece aici precipitațiile sînt considerabil mai mici decît spre est, iar levigarea este mai puțin activă ca proces de solificare.

Capitolul 17
Climele polară, arctică și alpină

CLIMELE DIN GRUPA A TREIA, SITUate la latitudini înalte, sînt determinate in mare măsură de masele de aer polar și arctic. Ele prezintă temperaturi scăzute, precipitații de obicei reduse și o evaporație slabă.

11. Clima continentală subarctică (*Dfc, Dfd, Dwc, Dwd*)

Pe cele două mari mase de uscat ale Americii de Nord și Eurasiei se întinde, între 50° și 70° latitudine nordică, o vastă regiune continentală interioară. Aici se află regiunile de formare a maselor de aer polar continental.

Iarna, cînd pierderea excesivă de căldură prin radiație duce la formarea anticiclonilor dominanți siberian și canadian, pe suprafețele înzăpezite apar temperaturi foarte joase ale aerului, ceea ce duce la formarea unei mase de aer rece și dens. De regulă iarna se înregistrează o pronunțată inversiune termică, astfel încît aerul de la, să zicem, 1 500 m poate fi cu 5°C mai cald decît cel de la nivelul solului. Avînd un conținut mic de umezeală, această masă de aer este stabilă și, de obicei, senină.

Vara, regiunea de formare se deplasează spre nord; temperaturile aerului ating un nivel relativ înalt, dar conținutul de umezeală deși mult mai mare acum, este încă mic în comparație cu cel al maselor de aer tropical maritim.

Ne-am putea aștepta deci să găsim un tip de climă cu amplitudine termică sezonieră foarte mare, avînd ierni extrem de aspre și o cantitate anuală de precipitații redusă și concentrată în lunile calde. Această climă, numită aici climă continentală, subarctică cuprinde patru din tipurile de climă ale lui Köppen. Regiunea cea mai întinsă, care include zone ce se extind din Alaska pînă în Labrador și din peninsula Scandinavă pînă în regiunea Siberiei, este clasificată sub indicatorul *Dfc* — climă de pădure, rece și cu zăpadă, umedă tot anul, cu veri scurte și răcoroase. Mai puțin de patru luni din an au temperaturi medii peste 10°C. O climă și mai rece, *Dfd*, prezentă numai în partea de nord a Siberiei, are ierni foarte reci, cu media lunii celei mai friguroase sub —38°C. Climele *Dwc* și *Dwd* sînt de asemenea zone cu climă de pădure, rece și cu zăpadă, avînd însă ierni uscate. Ele apar numai în Asia de nord-est. Literele *c* și *d* denotă o vară răcoroasă și respectiv, o iarnă foarte rece.

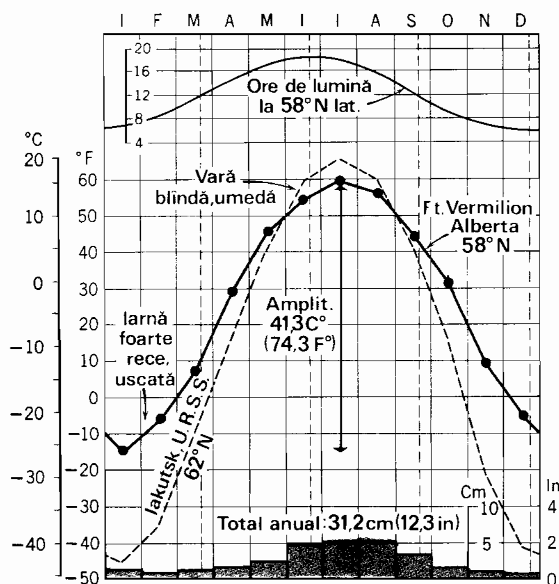


Fig. 17.1 Marea amplitudine termică și iarna extrem de rece din regiunile de formare a aerului polar continental sînt ilustrate în graficul privind localitatea Ft. Vermilion (provincia Alberta). O valoare și mai scăzută a temperaturii aerului se înregistrează la Iakutsk (U.R.S.S.) — linia întreruptă — în bazinul fluviului Lena din Siberia (date după Trewartha).

Clima subarctică continentală *(Dfc)* este bine ilustrată de diagrama stațiunii Ft. Vermilion (Alberta, Canada), la 58° latitudine nordică (fig. 17.1). Amplitudinea anuală de 41°C este destul de mare, fiind însă cu mult depășită de cea de la Iakutsk (U.R.S.S.) situat în tipul de climă *Dwd*. Amplitudinea termică anuală înregistrează în cadrul climei subarctice continentale cea mai mare valoare de pe întregul glob, atingînd 61°C în Siberia (fig. 8.17). Chiar și în centrul Antarcticii, unde se înregistrează cele mai joase temperaturi din lume, amplitudinea anuală nu depășește 36°C.

Temperaturi minime absolute de —57°C pînă la —63°C s-au înregistrat în nord-vestul Canadei, cea mai joasă fiind de —63°C la Snag (teritoriul Yukon) la 3 februarie 1947. Una dintre localitățile cele mai reci din emisfera nordică este Verhoiansk (U.R.S.S.) situată în acest tip climatic și avînd o medie a lunii ianuarie de —51°C și un record de temperatură minimă absolută de —69°C. Temperaturi chiar și mai scăzute, pînă la —78°C s-au înregistrat la Oimeakon, localitate situată la 645 km sud-est de Verhoiansk.

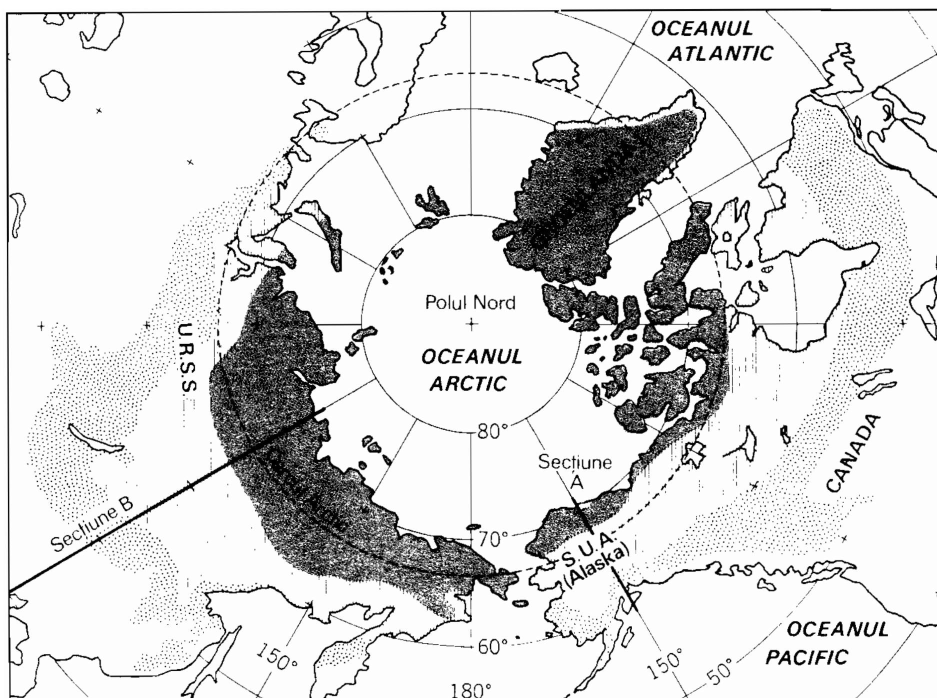
Vara este foarte scurtă în regiunile cu climă subarctică. Media lunii celei mai calde, de regulă, nu depășește cu mult 10°C și înghețul se poate produce în orice moment. Totuși, temperaturile maxime zilnice ating de obicei 21°C. La aceste latitudini înalte soarele se află deasupra orizontului timp de 16 pînă la 18 ore pe zi, din mai pînă în august (vezi diagrama din fig. 17.1). Această lungă perioadă de lumină solară accelerează atît de mult creșterea vegetației, încît se poate face agricultură în ciuda perioadei foarte scurte de dezvoltare a plantelor.

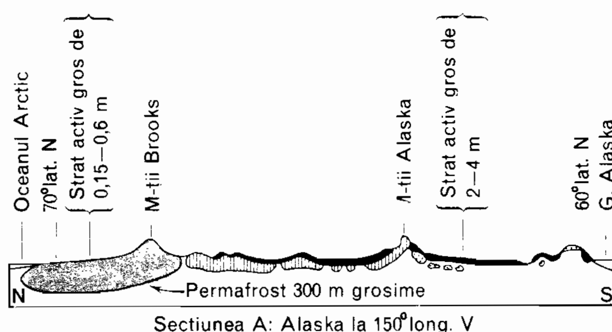
Iarna este anotimpul dominant al climei subarctice continentale. Întrucît timp de 6 pînă la 7 luni consecutiv se înregistrează temperaturi medii sub valoarea punctului de îngheț, toată umezeala din sol și subsol îngheață puternic pe o adîncime de mai mulți metri (vezi fig. 17.6). Căldura verii nu poate topi decît un mic strat superficial, astfel încît în această zonă și în regiunile de tundră dinspre nord există condiții de formare a unui strat de sol și de roci, care nu se dezgheață nici în timpul verii, numit *permafrost*. Vara dezghețul superficial poate atinge adîncimi de 0,6—4 m în funcție de așezare și de natura terenului. Această zonă puțin profundă de îngheț și dezgheț alternativ poartă numele de *strat activ*.

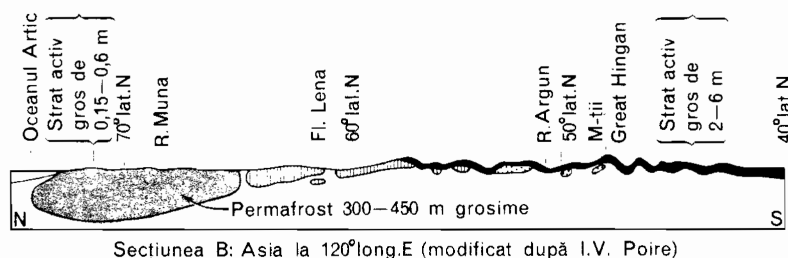
În figura 17.2 este înfățișată răspîndirea permafrostului în emisfera nordică. Se disting trei zone. Permafrostul continuu apare fără întrerupere și coincide în mare măsură cu clima de tundră *(ET)*, cuprinzînd însă și o mare parte din clima subarctică continentală *(Dfc, Dfd, Dwd)* din Siberia (U.R.S.S.). Permafrostul discontinuu, separat prin zone de dezgheț sub lacuri și rîuri, se află răspîndit în clima subarctică continentală în America de Nord și Eurasia. Prezența sporadică a permafrostului în porțiuni mici se înregistrează și la limita sudică a climei subarctice continentale.

Adîncimea permafrostului este de 300—450 m în zona răspîndirii continue din apropierea latitudinii de 70° (fig. 17.2). În mare parte prezența sa se datorește condițiilor mai aspre care au existat în timpul ultimei glaciații, deși chiar și în condițiile actuale se pot forma unele mase de permafrost.

Permafrostul pune probleme de mare importanță constructorilor în aceste regiuni friguroase. Clădirile trebuie să fie izolate la bază pentru a împiedica dezghețul stratului de pămînt de sub ele; altfel, clădirea ar putea, cu timpul, să fie nici mai mult nici mai puțin îngropată în noroi. O altă







Reprezentări grafice ale unor secțiuni transversale prin stratul de permafrost



Fig. 17.2 Răspîndirea permafrostului în emisfera nordică și secțiuni transversale reprezentative prin Alaska și Asia (după Robert F. Black, « Applied Sedimentation », John Wiley and Sons, New York, 1940).

dificultate majoră o formează comportamentul cursurilor de apă în timpul iernii. Atunci cînd rîurile și fluviile îngheață la suprafață, apa de dedesubt răbufnește din loc în loc, formînd mari grămezi de gheață care pot împiedica circulația. Îndepărtarea de pe solul înghețat a stratului izolator de turbă, litieră și vegetație în timpul construirii de șosele sau aerodromuri, poate avea consecințe extrem de negative; soarele de vară dezgheață mai repede solul neprotejat care se transformă astfel într-o masă noroioasă, luînd naștere uneori și lacuri de dimensiuni apreciabile.

Majoritatea regiunilor de formare a aerului polar continental se află în regiuni cu mai puțin de 50 cm precipitații anual, porțiunile nordice avînd chiar sub 25 cm. Deși la latitudinile joase aceste cantități mici ar duce la formarea unor deșerturi aride, aici evaporația este mult atenuată datorită temperaturilor scăzute. Astfel, se înregistrează condiții de aer și sol relativ umede.

Precipitațiile sînt de tip predominant ciclonic și prezintă un maxim bine definit în lunile de vară. Zăpada, deși evidentă iarna, cînd acoperă solul, nu asigură decît o mică parte din precipitațiile lunilor celor mai reci. Furtunile ciclonice care traversează aceste regiuni aduc puține precipitații în această epocă. Vara au loc frecvente ploi ciclonice, dar furtunile cu descărcări electrice sînt puține.

În clima subarctică continentală predomină un regim continental cu influență polară, ilustrat de diagrama cu termohiete pentru Iakutsk (fig. 13.10, *B*).

Clima subarctică coincide cu o mare fîșie de păduri cu frunze aciculare, adesea numite *păduri boreale* (fig. 21.12) și cu zone împădurite și cu licheni numite taiga (fig. 21.25). Arborii nu prezintă înălțimi prea mari, astfel că din punct de vedere economic ei au importanță nu atît pentru cherestea, cît pentru producerea celulozei.

Pădurea arctică cu frunze aciculare se asociază cu soluri din seria podzolurilor. Așa cum s-a arătat mai sus, aceste soluri sînt acide și puternic levigate; ele au o culoare cenușie deschisă și prezintă un orizont eluvial bine exprimat sub stratul superficial de humus și litieră. Aceste soluri sînt foarte sărace din punct de vedere agricol. Mai trebuie adăugat faptul că un mare număr de lacuri și de mlaștini rămîn după topirea stratului de gheață în regiunile în care ele se dezvoltă (fig. 29.19). Masa de gheață a exercitat o puternică acțiune de eroziune, care a dus, în unele locuri, la îndepărtarea stratului de sol. În alte regiuni aceleași mase de gheață au săpat „bazinete" în roca din substrat sau prin îndiguirea naturală a cursurilor de apă au luat naștere numeroase lacuri. Din cauza timpului geologic scurt, nici măcar nu putem spune că în regiunile respective ar fi început restabilirea unui drenaj bun.

12. Clima maritimă subarctică *(EM)*

În capitolul 13, au fost descrise trăsăturile caracteristice ale regimului climatic relativ omogen de la latitudinile medii. Dacă îl urmărim spre pol în zona de latitudine subarctică, între paralelele de 45° și 65°, acest regim relativ omogen dă naștere unui tip aparte de climă, *clima maritimă, subarctică* caracterizată prin precipitații anuale neobișnuit de mari și o amplitudine termică anuală neobișnuit de mică pentru aceste latitudini înalte.

Clima subarctică maritimă este dominată de aerul polar maritim *(mP)* tot cursul anului. Distribuția acestei clime coincide destul de bine cu regiunile de formare ale aerului polar maritim din Atlanticul de nord, Pacificul de nord și sudul Oceanului planetar. Importantă în definirea caracteristicilor acestei clime este persistența cerului înnorat și a vînturilor puternice, ca și marele procentaj de zile fără precipitații.

Clima subarctică maritimă nu apare ca tip separat în sistemul Köppen, care o include în clima de tundră *(ET)*. Recent, geografii au recunoscut existența climei subarctice maritime* sugerînd totodată ca ea să fie cuprinsă în sistemul Köppen sub simbolul *EM* (litera *M* denotă un regim maritim relativ omogen).

Clima subarctică maritimă are o răspîndire limitată la zonele de coastă expuse vîntului, pe insule și pe marile întinderi oceanice de la latitudinile de 50° — 60° în Marea Bering și la latitudinile de 55° — 75° în Atlanticul de nord, fiind prezentă în unele puncte situate pe coasta de sud a Groenlandei, în nordul Islandei și în extremul nord al Norvegiei. În emisfera sudică clima subarctică maritimă nu ocupă aproape de loc suprafețe de uscat.

* Vezi, JAMES A. SHEAR, *The Polar Marine Climate*, în « Annals, Association of American Geographers», 54, 1964, pag. 310—317.

Cele cîteva stațiuni reprezentative se găsesc în extremitatea sudică a Americii de Sud, în insulele Falkland, în insula South Georgia și în alte cîteva insule.

În tabelul 17.1 găsim date de climă pentru patru stațiuni reprezentative din clima subarctică maritimă. Toate aceste stațiuni fac parte din climele *E* ale sistemului Köppen, cu media lunii celei mai calde sub 10°C. În contrast cu clima de tundră tipică *(ET)*, amplitudinile anuale sînt mult mai mici, iernile mult mai blînde și cantitățile anuale de precipitații mult mai mari. Aceste contraste reies clar din compararea celor două stațiuni din figura 17.3. Media temperaturii lunii celei mai reci nu scade sub —7°C. Figura 13.6, *C*, *E*, prezintă diagramele cu termohiete ale unor stațiuni subarctice maritime; acestea ocupă o poziție unică cu mult în dreapta climelor reci și cu mult sub climele ploioase de la latitudini inferioare. Evaporație scăzută și precipitațiile abundente dau naștere unui apreciabil surplus de apă.

Solurile și vegetația climei subarctice maritime sînt în esență cele de tundră, asociate cu clima de tundră, pe care o vom studia în continuare. Peisajul este lipsit de arbori și lasă impresia unei mari aridități, fiind totuși surprinzător de bogat în specii vegetale, care subzistă în stratul de lîngă sol.

13. Clima de tundră *(ET)*

Franjurile continentale nordice ale Eurasiei și Americii de Nord dintre Cercul arctic și aproximativ paralela de 75° se află în zona exterioară de influență a aerului de tip arctic, a cărui regiune de formare acoperă Oceanul Arctic și Groenlanda. Spre sud sînt situate regiunile de formare a aerului polar continental și polar maritim. Franjurile de uscat se găsesc deci într-o zonă cu activitate frontală denumită *frontul arctic*, dar care poate fi încadrată ca aparținînd zonei frontului polar bine dezvoltată deasupra porțiunilor nordice ale Pacificului și Atlanticului și caracterizată prin mari deplasări. Aici se formează puternice perturbații ciclonice care se deplasează spre est, iar vremea este în general nefavorabilă.

Aceste condiții dau naștere unei clime de tundră desemnată de Köppen prin simbolul *ET*. Este vorba de o climă polară în care temperatura medie a lunii celei mai calde scade sub 10°C, dar nu mai jos de 0°C.

Clima de tundră este ilustrată de graficul privind temperatura și precipitațiile insulei Upernivik, situată la 73°N pe coasta vestică a Groenlandei (fig. 17.3). Observăm în primul rînd că amplitudinea termică este mare, dar nu de ordinul celei din clima subarctică continentală; apoi că media lunii celei mai calde depășește cu puțin 4°C, iar cea a lunii celei mai reci scade sub —18°C, și, în sfîrșit, că totalul anual al precipitațiilor nu depășește 25 cm, cantități mai mari înregistrîndu-se în anotimpul cald și imediat după acesta. Apropierea de Oceanul Arctic explică această amplitudine termică oarecum mai moderată ca și valorile minime ale temperaturii, în comparație cu zonele din interiorul continentelor. Verile răcoroase se explică prin așezarea lîngă o mare masă oceanică, care face ca temperatura aerului să rămînă

TABELUL 17.1 STAȚIUNI REPREZENTATIVE CU CLIMĂ MARITIMĂ SUBARCTICĂ*

	Temperatura medie anuală (°C)	Temperatura medie a lunii celei mai calde (°C)	Temperatura medie a lunii celei mai reci (°C)	Amplitudinea termică anuală (°C)	Cantitatea anuală de precipitații (cm)
Nanortalik (Groenlanda) 60°08′ N, 45°11′ V	1,5	7,2	—3,3	10,5	89
Vardö (Norvegia) 70°22′ N, 31°06′ E	1,1	9,2	—5,6	14,8	60
Golful Cumberland (South Georgia) 54°16′ S, 36°30′ V	1,7	5,6	—2,0	7,6	132
Stanley (Insulele Falkland) 51°42′ S, 57°51′ V	5,6	9,5	2,0	7,5	69

* Date furnizate de Air Ministry

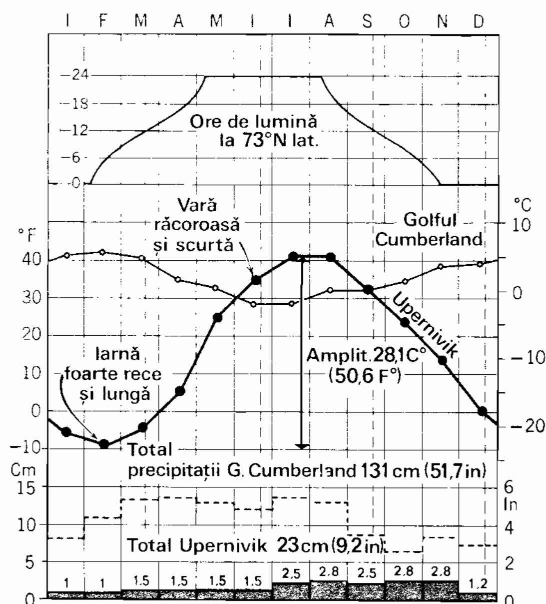


Fig. 17.3 Upernivik, situată lîngă coasta vestică a Groenlandei, la 73° latitudine nordică, este o stațiune reprezentativă de tundră. Golful Cumberland, din insula South Georgia (54° latitudine sudică), ilustrează clima subarctică maritimă (date după Blair și *Meteorological Office of Great Britain*).

coborîtă în ciuda marilor cantități de energie solară primite la această latitudine în epoca solstițiului de vară. Un factor cu influență în acest sens ar putea fi și nebulozitatea mai persistentă.

Diagramele cu termohiete ale climei de tundră îmbină regimul continental cu cel polar, așa cum se poate observa la Grønfjorden (Insulele Spitzbergen) și Barrow Point (Alaska, S.U.A.) (fig. 13.11, *B* și *C*). Clima de tundră din emisfera sudică este mai omogenă, lipsindu-i influența continentală, așa cum se vede din diagrama cu termohiete pentru insulele South Orkney (fig. 13.6, *D*).

Vegetația tundrei se compune din ierburi, rogozuri și licheni, cu tufișuri de salcie (fig. 21.28). Mai spre sud apar pădurici de mesteacăn cu licheni, iar apoi și păduri cu frunze aciculare. În unele locuri tundra este separată de pădure printr-o linie de copaci distinctă. Coincizînd aproximativ cu izoterma de 5° a lunii celei mai calde, această limită a fost utilizată de Köppen ca graniță între climele *Df* și *ET*.

Solurile de tundră sînt interesante în sensul că particulele de sol iau naștere aproape în totalitate prin dezagregarea mecanică a rocii parentale, alterarea chimică fiind foarte redusă sau inexistentă. Se întîlnesc aici strate de lut cenușiu și de argilă albastră-cenușie, cu multă turbă. Descompunerea particulelor de sol se datorește înghețului și dezghețului alternativ al apei din sol. Ca și solurile zonelor continentale interioare nordice, solurile de tundră prezintă condiții de dezvoltare a permafrostului. În cea mai mare parte a acestei regiuni stratul de permafrost depășește 300 m grosime, dezghețul sezonier ajungînd doar la 10—60 cm adîncime.

Procesele geomorfologice au o desfășurare oarecum aparte în regiunile de tundră, ducînd la apariția unei varietăți de forme curioase. Vara sub stratul înțelenit de mici plante, apa ce se formează în sol produce un noroi gros, care se deplasează conform pantei, determinînd apariția unui relief vălurit sau terasat. Acest proces se numește solifluxiune, iar relieful ce-l generează, terase și lobi de solifluxiune (fig. 17.4 și 24.22). În deșerturile de tundră procesul acesta are loc în absența unui înveliș superficial și poate fi descris ca o curgere de noroi gros pe versanți. Observațiile efectuate asupra materialului deplasat arată că viteza maximă se atinge la amiază, cînd noroiul parcurge cîteva picioare pe oră, antrenînd și mari blocuri de rocă (fig. 24.24).

Înghețul și dezghețul apei din sol creează un sistem curios de fisuri poligonale pe terenurile cu relief plat (fig. 17.5). Acest fenomen se poate datora contracției argilei cînd apa din sol îngheață formînd cristale sau strate lenticulare (fig. 17.6). Această configurație poartă numele de teren cu structură poligonală. În regiunile înalte, de deal sau de munte fisurile care apar în acest mod sînt umplute cu sfărîmături de roci, pe care înghețul și dezghețul repetat al apei din sol le sortează și le deplasează spre marginile fiecărui poligon. Aceste forme se numesc *inele de pietre* sau *poligoane de pietre*. Pe versanți, inelele de pietre se alungesc în jos, formînd fîșii, care din avion au aspectul unor hașuri gigantice.

14. Clima de calotă glaciară *(EF)*

Pe glob există trei mari întinderi de gheață: calotele glaciare din Groenlanda și Antarctida și marea zonă de ghețuri marine plutitoare din Oceanul Arctic (fig. 29.11 și 29.12). Masele enorme de gheață care alcătuiesc calotele se deosebesc în mai multe privințe, atît din punct de vedere

fizic, cît și al condițiilor climatice de ghețurile marine polare, de unde o abordare separată a lor. Despre relieful Groenlandei și al Antarctidei vom face referire în capitolul 29.

Clima de calotă glaciară prezintă cea mai coborîtă temperatură medie anuală de pe glob. Desemnată de Köppen prin simbolul *EF*, adică climă polară cu îngheț perpetuu, această climă nu are valori medii lunare de temperatură peste 0°C. Înregistrările existente indică temperaturi anuale medii de la —30° la —35°C pentru calota groenlandeză și de circa —23°C pentru Oceanul Arctic. Comparați aceste valori cu temperatura medie anuală de la —12° la —4°C a climei de tundră. Temperatura mai ridicată din Oceanul Arctic se datorește altitudinii (la nivelul mării) și influenței moderatoare a apei oceanice, care poate furniza continuu o anumită cantitate de căldură ce ajunge în aer prin intermediul ghețurilor plutitoare.

Graficul regimului termic anual al unei stațiuni de pe calota groenlandeză, „Eismitte", este arătat în figura 17.7. Datele au fost culese de o expediție germană condusă de Alfred Wegener între anii 1929—1931. Observăm că temperatura medie lunară s-a ridicat deasupra valorii de —18°C numai în trei luni ale anului, maximul lunii iulie fiind de numai —11°C. Luna cea mai rece a fost februarie, cu —47°C, amplitudinea anuală fiind de 36°C.

Un strat subțire de aer de deasupra calotei se răcește puternic și uneori curge pe versanți, sub influența gravitației, provocînd viscole puternice. Se afirmă că răcirea aerului datorită gheții este atît de intensă încît uneori se formează mici cristale de gheață la cîteva picioare deasupra solului, dînd naștere unei „furtuni de zăpadă" sub înălțimea capului și umerilor omului. Viscolele puternice compactează zăpada transformînd-o într-un strat dur și neted.

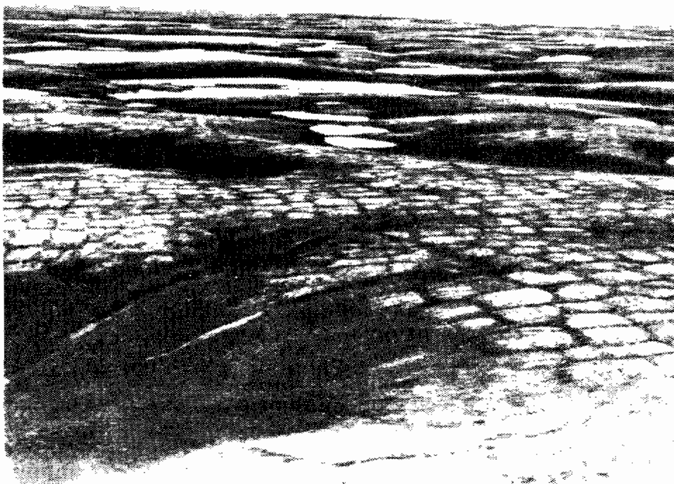
Teritoriul Groenlandei este adesea invadat de furtuni ciclonice, care aduc precipitații deasupra calotei, acestea constituind, de altfel, principala sursă de alimentare a stratului de gheață.

Despre clima calotei antarctice nu se cunoșteau prea multe date pînă în 1957—1958 cînd, cu prilejul Anului Geofizic Internațional, s-au creat o serie de stațiuni meteorologice în această regiune. Temperaturile din interior sînt cu mult mai scăzute decît în orice altă parte a lumii. Stațiunea meteorologică sovietică „Vostok" situată la aproximativ 1 300 km de Polul Sud la o înălțime de 3 488 m, este, probabil, polul de frig al Pămîntului (fig. 17.7). Aici s-a înregistrat la 25 august 1958 temperatura record de —87,4°C. Observăm că această



Fig. 17.4 Solifluxiunea a dat naștere acestei forme lobate pe un versant din zona de tundră a muntelui Pelly, Insula Victoria (69° latitudine nordică, 104° longitudine vestică). Suprafața lobului este cu circa 1,8 m mai înaltă decît terenul înconjurător (foto A. L. Washburn, *Arctic Institute of North America).*

Fig. 17.5 Rețea poligonală de pene de gheață în peninsula Wollaston din Insula Victoria (70° latitudine nordică, 112° longitudine vestică) (foto A. L. Washburn, *Arctic Institute of North America*).



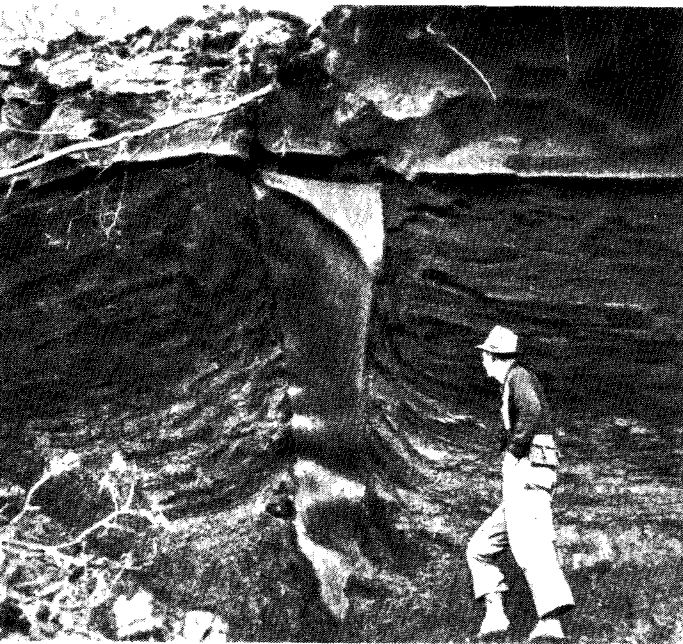


Fig. 17.6 Secțiune în malul unui rîu lîngă Livengood (Alaska), într-o regiune cu climă subarctică. Se observă o pană de gheață în formă de V înconjurată de luturi aluviale (foto T. L. Péwé, *U.S. Geological Survey*).

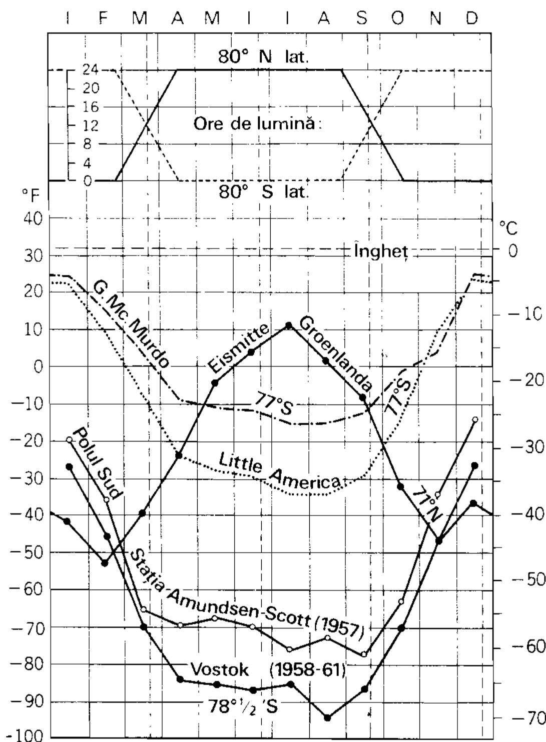


Fig. 17.7 Graficele de temperatură pentru cele cinci stațiuni de pe calota glaciară sînt bazate pe înregistrări pe perioade scurte, dar ilustrează bine clima rece predominantă în tot cursul anului (date din Trewartha; « I.G.Y. Bulletin » și « Weatherwise », vol. 16, 1963).

valoare minimă s-a înregistrat la sfîrșitul lungii nopți polare. La Polul Sud propriu-zis (stațiunea „Amundsen-Scott") lunile iulie, august și septembrie 1957 au avut valori medii de circa −60°C (fig. 17.7). În stațiunea „Little America", situată la mică altitudine lîngă Marea Ross, valorile temperaturii sînt cu aproximativ 22°C mai mari lună de lună.

O trăsătură remarcabilă a zonei înalte interioare a Antarctidei este răcirea intensă a aerului în apropierea suprafeței înzăpezite. Iarna se produce o puternică inversiune de temperatură, astfel încît aerul de lîngă suprafață poate fi cu 28—33°C mai rece decît aerul aflat la cîteva sute de picioare înălțime. Curgerea pe versanți a acestui strat de aer rece și greu dă naștere unor viscole puternice în văi.

Climele alpine (ale marilor înălțimi)

Așa cum s-a arătat în capitolul 7, creșterea înălțimii este însoțită de o pronunțată scădere a presiunii atmosferice și a temperaturii aerului. Astfel, zonele climatice prezintă variații considerabile pe verticală, pe distanță de cîteva mii de metri. În general, creșterea altitudinii echivalează ca efect climatic cu o creștere a latitudinii, astfel încît putem găsi echivalenți ai climelor de tundră și calotă glaciară în zona de dezvoltare a ghețarilor alpini situați deasupra limitei păduri'or. Totuși, în ceea ce privește un aspect important, analogia nu se mai justifică: în timp ce spre poli intensitatea insolației scade treptat, ea crește odată cu altitudinea. Astfel amplitudinile termice diurne sînt foarte mari la altitudini mari în zonele de latitudine medie și joasă. dar sînt mult mai puțin pronunțate în climele arctice echivalente.

Presiunea și temperatura

În capitolul 7, se arăta că la fiecare 275 m de creștere a altitudinii, presiunea atmosferică scade cu 1/30 din valoarea ei (fig. 7.8).

Efectele fiziologice ale scăderii presiunii sînt bine cunoscute de aviatori și de alpiniști. Principala influență se manifestă prin reducerea cantității de oxigen care intră în sînge prin plămîni. La înălțimi de

TABELUL 17.2

Altitudinea (m)	Presiunea (cm)	Punctul de fierbere (°C)
0	76	100
300	73	99
900	68	97
1 500	63	95
3 000	53	90

3 000—4 500 m începe să se manifeste răul de munte (răul de altitudine), caracterizat printr-o senzaţie de slăbiciune, dureri de cap, greaţă şi hemoragii nazale. După o zi sau două, se poate produce însă acomodarea în condiţiile de la aceste altitudini.

Este ştiut, de asemenea, că la presiuni mici scade şi punctul de fierbere al apei şi al altor lichide, astfel încît timpul de preparare a alimentelor se prelungeşte considerabil. Din tabelul 17.2 în care sînt prezentate date referitoare la relaţia dintre presiune şi timpul de fierbere, reiese clar că la înălţimi de peste 1 500 m sînt de mare folos autoclavele atunci cînd pregătirea hranei necesită apă fiartă.

Din punct de vedere meteorologic şi climatologic, scăderea presiunii atmosferice are ca efect principal faptul că stratul de aer rarefiat, cu un conţinut relativ scăzut de bioxid de carbon, vapori de apă şi praf, absoarbe şi deviază o cantitate mai mică de energie solară, permiţînd astfel intensificarea insolaţiei la sol.

Intensitatea insolaţiei la mare înălţime are o influenţă profundă asupra relaţiilor de temperatură. Suprafeţele expuse luminii solare se încălzesc rapid şi intens, iar cele umbrite se răcesc tot rapid şi intens, ceea ce duce la o încălzire rapidă a aerului în timpul zilei şi la o răcire tot rapidă a acestuia în timpul nopţii în punctele situate la mare înălţime (fig. 17.8). Astfel în staţiunile alpine aerul este pur, peisajul are contururi foarte clare, iar alternarea nopţilor reci cu zile calde exercită o influenţă fizică stimulatoare.

Contrastul termic dintre suprafeţele expuse şi cele umbrite este deosebit de evident la mari altitudini, unde temperaturile obiectelor expuse la soare şi ale celor de la umbră pot diferi cu pînă la 22—28°C.

Intensitatea insolaţiei este însoţită şi de o creştere în intensitate a radiaţiilor violete şi ultraviolete. Bronzarea se produce mult mai repede la 1 500 m decît la nivelul mării, aşa cum mulţi au constatat din experienţa proprie, cu rezultate adesea neplăcute. Pe de altă parte, radiaţiile roşii şi infraroşii ale spectrului au o mai mică intensitate pe înălţimi, deoarece ele trec mai uşor printr-o atmosferă densă.

Scăderea generală a temperaturii aerului cu altitudinea a fost discutată în capitolul 7, unde am arătat că gradientul termic vertical mediu este de circa 6,4°C pe kilometru. Astfel ne putem aştepta ca o staţiune situată la 3 000 m să aibă temperaturi cu aproximativ 20°C mai mici decît cele de la nivelul mării. De fapt, temperatura este chiar puţin mai scăzută.

În regiunile ecuatoriale amplitudinea termică anuală este foarte mică la mari altitudini, ca şi în climele de pădure ecuatorială umedă care înconjură aceşti munţi tropicali la altitudine joasă (fig. 17.9). La Quito (Ecuador) amplitudinea anuală este de numai 0,4°C. Comparaţi această figură cu figura 15.1.

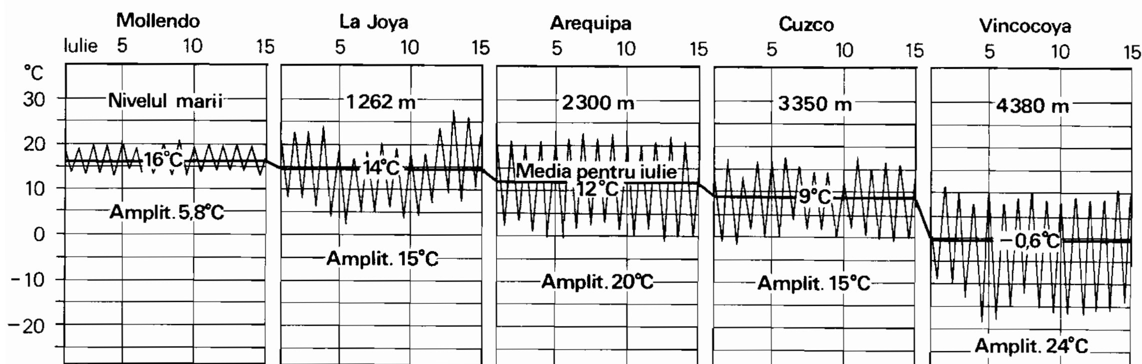


Fig. 17.8 În Peru, la 15° latitudine sudică, se pot întîlni staţiuni situate la înălţimi foarte diferite. Creşterea altitudinii are ca rezultat nu numai o temperatură medie mai scăzută, dar şi mărirea pronunţată a amplitudinii termice diurne (după Mark Jefferson, « Geographical Review »).

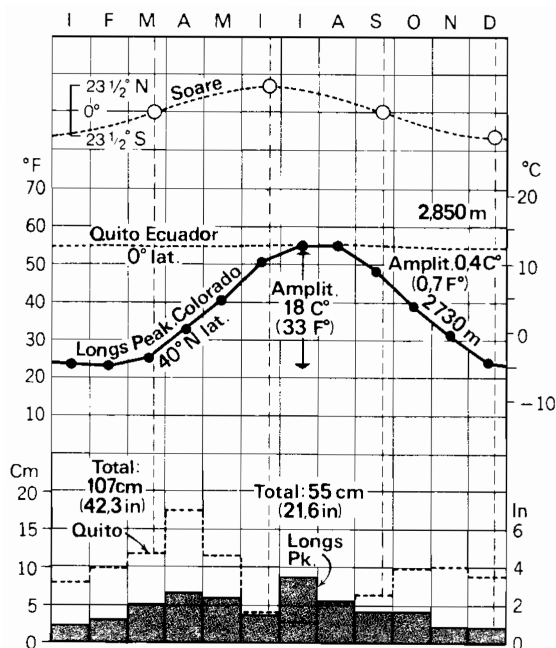


Fig. 17.9 Comparaţie între datele de precipitaţii şi temperatură de la două staţiuni montane (date din Trewartha).

Efectul creşterii altitudinii la latitudine joasă este indicat în diagramele cu termohiete din figura 13.7. Deşi diagrama se deplasează în jos şi spre stînga, se menţine un mare grad de uniformitate termică.

La latitudinile medii şi înalte, pe de altă parte, ne putem aştepta să găsim o amplă variaţie termică anuală (amplitudine), ţinînd seama de variaţia pronunţată a insolaţiei între vară şi iarnă (vezi graficul pentru Longs Peak, fig. 17.9).

Precipitaţiile

Influenţa generală pe care o exercită creşterea altitudinii se remarcă la început printr-un spor de precipitaţii, cel puţin pe primele cîteva mii de metri. Acest fapt se datoreşte ploilor orografice, generate de ridicarea forţată a maselor de aer şi de răcire ulterioară a aerului (vezi capitolul 11). Deasupra altitudinii de 1 800—3 000 m, care constituie zona de precipitaţii maxime la latitudini joase, sporul de precipitaţii începe să se reducă cu înălţimea, datorită incapacităţii aerului de a reţine şi, implicit, de a furniza multă umezeală la temperaturi mai joase.

În general, munţii şi podişurile sînt zone de climă umedă. Acest lucru este şi mai bine evidenţiat într-o regiune aridă sau semiaridă, unde munţii formează insule de climă umedă înconjurate de întinderi ocupate de deşert sau de stepă. Scăderea temperaturii duce la scăderea evaporaţiei, rezultatul fiind apariţia unor condiţii de umiditate.

Influenţa lanţurilor muntoase asupra cantităţii de precipitaţii este ilustrată în figura 17.10. Statul California prezintă un relief foarte divers; observăm că în regiunile Great Valley şi Death Valley precipitaţiile sînt sub 25 cm, dar pe versanţii occidentali ai munţilor Klamath şi Sierra Nevada depăşesc 175 cm.

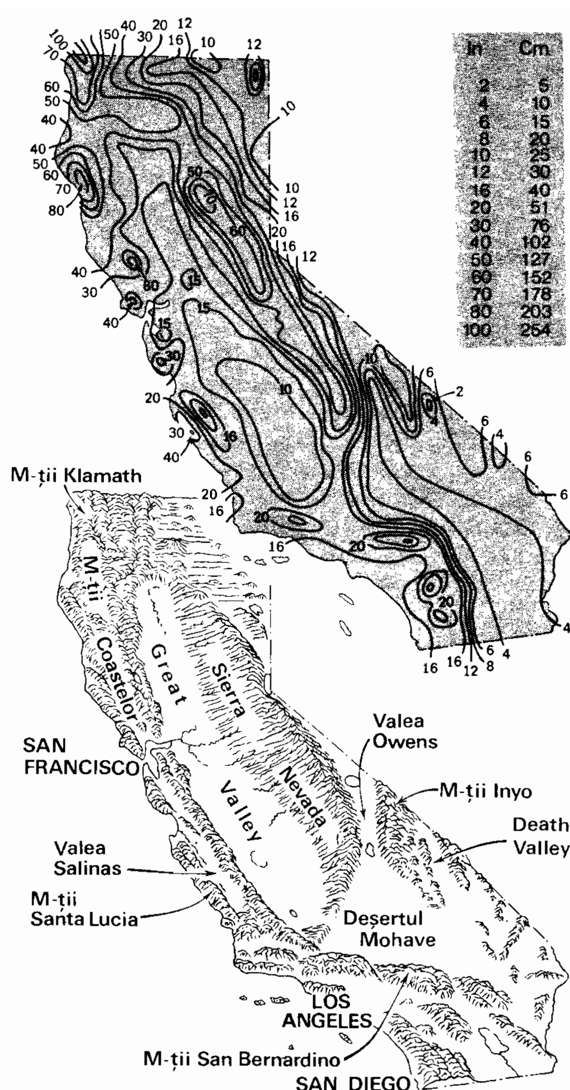


Fig. 17.10 Efectul reliefului montan asupra precipitaţiilor este evident în statul California. Izohietele sînt exprimate în inci (după *U.S. Dept. of Agriculture*, « Yearbook of American Agriculture », 1941).

Climele montane au o mare importanță la latitudini medii unde ele influențează debitul cursurilor de apă. Lanțurile înalte constituie zone de acumulare a zăpezii, care rezistă pînă în timpul verii, cînd începe să se topească, contribuind astfel la menținerea unui debit constant în albiile rîurilor. Printre cursurile de apă alimentate prin topirea zăpezii se numără Columbia, Snake, Missouri, Platte, Arkansas și Colorado. În estul Statelor Unite, lanțul munților Appalași influențează, deși în mai mică măsură, regimul debitelor rîului Ohio și al afluenților săi. Aici, totuși, zăpada se topește spre sfîrșitul primăverii.

Vegetația și zonele biotice

S-a observat că o creștere a altitudinii este însoțită de schimbarea condițiilor climatice, aproximativ în același mod în care ele s-ar modifica datorită înaintării în latitudine. Ca urmare, s-a constatat că există zone distincte de vegetație naturală, care, în linii mari, recapitulează tipurile de vegetație întîlnite într-o zonare a acesteia în funcție de latitudine.

Efectele creșterii altitudinii asupra vegetației din regiunile ecuatoriale umede sînt ilustrate în figura 17.11 unde s-a ales un exemplu din sudul statului Peru. Alte două regiuni caracteristice, în afara Anzilor sud-americani, sînt munții Ruwenzori din Africa centrală și lanțul muntos central din insula Noua Guinee. Datorită expunerii vînturilor dominante (alizeele) sau sezoniere (musonul umed), care aduc mase de aer maritim umed, se înregistrează o creștere pronunțată a precipitațiilor cu altitudinea *. Ca urmare pădurea urcă mult. Între 1 200 și 1 800 m ea trece treptat în *pădure montană*, care seamănă cu pădurea temperată umedă ce crește la altitudini mai joase, dar la latitudini superioare (cap. 21). Pădurea montană este mai puțin înaltă și mai rară decît pădurea ecuatorială umedă, statura copacilor scăzînd și mai mult cu altitudinea. Există aici o abundență de plante epifite, bambus. Mușchiul se dezvoltă și el mai bine cu altitudinea, producînd *păduri cu mușchi* în zona de cețuri persistente și umezeală relativă mare. La limita superioară, copacii pădurii montane devin piperniciți, constituind ceea ce se numește *pădure cu arbori pitici*, bogat acoperită cu mușchi. Deasupra limitei pădurii, care trece pe la circa 3 200 m, crește o vegetație fără copaci, compusă din tundră alpină, tufăriș, ierburi și ericacee (vezi în capitolul 21 pentru descrierea acestor forme de vegetație). Mai sus zona alpină face loc zonei cu zăpezi veșnice (fig. 17.12). Limita zăpezii se află la circa 5 000 m în centrul statului Peru și la circa 4 600 m în regiunea munților Ruwenzori.

La latitudini medii, unde stepele sau deșerturile apar la mică înălțime, zonarea este deosebit de clară. Figura 17.13 prezintă zonele de vegetație din podișul Colorado (statul Arizona și statele învecinate). Sînt prezentate denumirile zonelor, altitudinile, arborii dominanți și valorile anuale ale

* Stațiunile de altitudine indicate în diagrama cu termohiete din fig. 13.7 sînt în poziții adăpostite de vînt și nu prezintă acest efect.

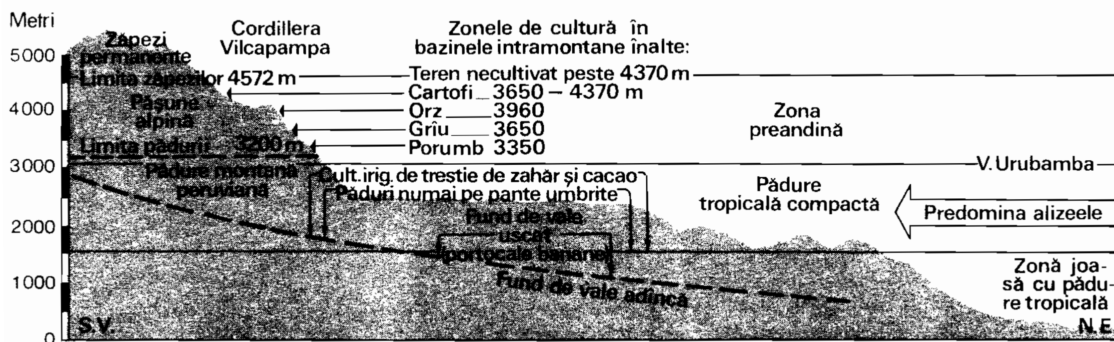


Fig. 17.11 Zonarea în raport cu altitudinea a climelor în Anzii ecuatoriali din sudul statului Peru (10°—15° latitudine sudică) are un efect evident asupra vegetației și culturilor. Acest profil schematic prezintă condițiile existente pornind de pe crestele Anzilor spre est pînă în zona depresionară cu pădure umedă din bazinul superior al Amazonului (după Isaiah Bowman, « The Andes of Southern Peru », 1916).

Fig. 17.12 **Zonă cu zăpezi veșnice la cîteva grade latitudine de ecuator. White Range în apropiere de Ancash — Peru (foto *Aero Service, Litton Industries*).**

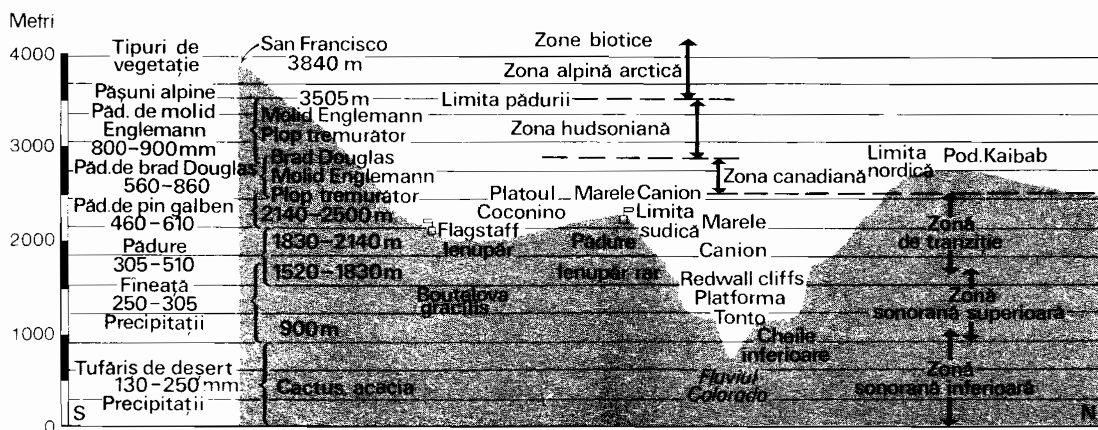


Fig. 17.13 Zonarea în raport cu altitudinea a climelor montane și de platou în partea sud-vestică aridă a Statelor Unite determină succesiunea foarte variată a tipurilor vegetației locale, de la tufăriș de deșert pînă la păduri de conifere. Districtul Grand Canyon — M-ții San Francisco, din nordul statului Arizona (după G. A. Pearson, C. H. Merriam și A. N. Strahler).

precipitațiilor. Ecologii au stabilit o serie de zone biotice, ale căror nume sugerează asemănări între aceste zone și zonele de latitudine întîlnite în deplasarea spre poli de-a lungul unui meridian. Zona hudsoniană (2 900—3 500 m) cuprinde păduri cu frunze aciculare, foarte asemănătoare pădurilor subarctice de același tip (boreale). Solurile sînt și aici de tip podzolic. Pe măsura apropierii de limita pădurii, coniferele iau un aspect pipernicit, ajungînd la statura unor arbuști mici. Deasupra limitei pădurilor se află zona *pășunilor alpine* (tundra alpină), similară în multe privințe tundrei arctice (fig. 20.1). Limita zăpezilor veșnice se întîlnește la 2 750—3 000 m la aceste latitudini medii, aflîndu-se deci cu mult mai jos decît la ecuator. Către pol altitudinea acestei limite scade și mai mult, ajungînd la nivelul mării în vecinătatea Cercului arctic.

Capitolul 18
Solurile și procesele de pedogeneză

GEOGRAFULUI ÎI ESTE INDISPENSABILĂ cunoașterea principiilor fundamentale ale științei solului sau *pedologiei*. Solurile constituie un important factor geografic, influențînd prin fertilitatea lor și prin alte proprietăți specifice nu numai posibilitatea omului de a-și procura hrana, îmbrăcămintea și adăpostul, dar și tipurile specifice de hrană, fibre și material lemnos ce pot fi obținute dintr-o anumită regiune geografică. Studiul sistematic al solurilor urmează în mod logic studiului climatic, deoarece clima este un factor esențial în formarea solului.

Solul corp dinamic

Mulți oameni își imaginează solul ca un strat rezidual, lipsit de viață, acumulat într-o lungă perioadă de timp și care conține o anumită rezervă de substanțe necesară creșterii plantelor. Pe măsura dezvoltării pedologiei s-a constatat, totuși, că el formează un strat dinamic în cadrul căruia se desfășoară fără întrerupere numeroase și complexe procese chimice, fizice și biologice. Departe de a fi static, fără viață, solul este un corp în necontenită schimbare și dezvoltare. Astăzi știm, de pildă, că solurile reflectă condițiile de climă, relief și vegetație și că structura internă a acestora se modifică atunci cînd condițiile amintite se schimbă.

Pedologul atribuie termenul de *sol (solum)* materialului de la suprafața scoarței terestre care, într-un lung șir de ani, s-a diferențiat în mai multe strate distincte numite orizonturi (fig. 18.1). Solul prezintă anumite proprietăți fizice, chimice și biologice caracteristice, care-i permit să asigure creșterea plantelor diferențiindu-l în acest mod de substratul sterp, care poate fi format din stratul de alterare sau din roca dură subiacentă (vezi cap. 22). Solul propriu-zis este format din particule minerale și organice, pe cînd stratul subiacent poate fi, și de regulă este, în întregime material mineral.

Substanțele ce alcătuiesc solul aparțin celor trei stări de agregare a materiei: solidă, lichidă și gazoasă, pentru creșterea plantelor fiind necesar un echilibru adecvat al acestora.

Partea solidă a solului este de natură atît organică cît și anorganică. Particulele anorganice cărora solul le datorează cea mai mare parte a greutății și volumului său provin prin alterarea rocilor (fig. 18.1). Aceste fragmente variază de la dimensiunea pietrișului și a nisipului pînă la cea a unor particule coloidale atît de mici încît nu se

pot vedea cu microscopul optic. Partea organică solidă este formată din substanțe vegetale și animale vii și descompuse, majoritatea acestora fiind constituite din rădăcini de plante, ciuperci, bacterii, viermi, insecte și rozătoare. Particulele coloidale de materie organică au, împreună cu particulele coloidale anorganice, un rol important în chimia solului.

Partea lichidă a solului, *soluția solului*, este o soluție chimică complexă necesară multor procese care au loc în sol. Fără apă solul nu poate asigura aceste reacții chimice și nici nu poate forma un mediu favorabil vieții. În sfîrșit, a treia componentă principală o constituie gazele din porii deschiși ai solului. În esență acestea provin din atmosferă, la care se adaugă cele rezultate în urma activității chimice și biologice din sol.

Pentru a studia solul trebuie să cunoaștem proprietățile fizico-chimice și compoziția materialului de sol, ca și procesele ce duc la formarea și evoluția lui.

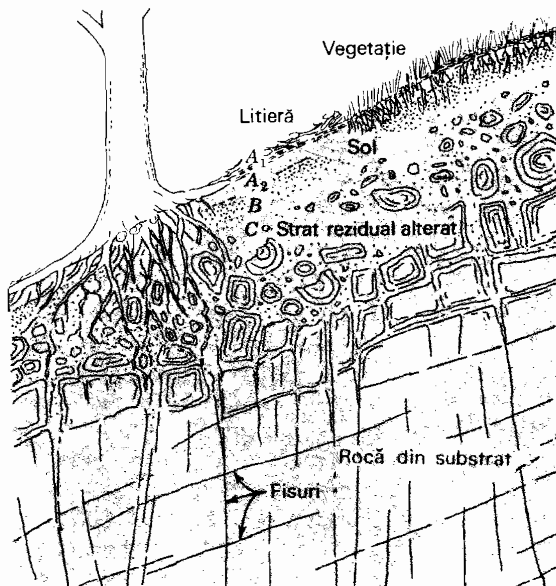


Fig. 18.1 Roca din substrat și partea ei superioară rezidual alterată constituie materialul parental al solului.

Constituția fizico-chimică a solurilor

Deși un factor minor în sine, culoarea solului este poate cea dintîi trăsătură caracteristică pe care o observăm. Culoarea ne poate spune multe despre modul de formare a unui sol și despre compoziția lui. Orizonturile de sol apar în mod obișnuit distinct datorită diferenței de culoare (vezi planșa în culori horstext). Spre exemplu o secvență de culori poate varia de la alb, prin brun, pînă la negru, ca o consecință a creșterii conținutului de humus (materie organică fină, parțial descompusă). Cantitatea de humus depinde, în general, de bogăția vegetației și de intensitatea activității microbiene, care la rîndul lor depind de climă. Constatăm astfel că, la latitudini medii, culoarea solurilor variază de la negru sau brun închis în regiunile cu climat umed, răcoros, pînă la brun deschis sau cenușiu în stepele semiaride și deșerturi. Solurile de deșert au foarte puțin humus.

Roșul și galbenul sînt culori des întîlnite la soluri, datorită prezenței unor mici cantități de compuși ai fierului. Culoarea roșie se asociază îndeosebi cu *sescvioxizii de fier* (Fe_2O_3), în timp ce galbenul poate indica prezența aceleiași substanțe, combinată însă cu apă *(oxid de fier hidratat)*. Roșul arată că solul este bine drenat, dar uneori această culoare se poate datora prezenței unei roci de culoare roșie, de exemplu un șist sau o gresie roșie.

Culorile cenușii și albăstrui în solurile de climă umedă indică adesea prezența compușilor de fier reduși (spre exemplu FeO), ca și anumite condiții cum ar fi existența unei mlaștini sau a unui drenaj slab. Cînd clima este uscată solurile cenușii trădează un conținut scăzut de humus; culoarea albă se poate datora unor depuneri de săruri din sol. Deși anumite soluri tinere păstrează culoarea materialului sau rocii parentale, culoarea solurilor mature este independentă de ceea ce se află sub sol.

Textura solului constituie o caracteristică principală a solului și se referă la mărimea particulelor ce alcătuiesc solul. Aceste particule sînt clasificate în diferite categorii cum ar fi: pietriș, nisip, praf și argilă, în ordinea descrescîndă a mărimii lor (tabelul 18.1).

TABELUL 18.1 CATEGORII DE FRACȚIUNI GRANULOMETRICE (DUPĂ U. S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE)

Numele	Diametru (în mm)
Pietriș grosier	peste 2
Pietriș fin	1—2
Nisip grosier	0,5—1
Nisip mediu	0,25—0,5
Nisip fin	0,1—0,25
Nisip foarte fin	0,05—0,1
Praf	0,002—0,05
Argilă	sub 0,002

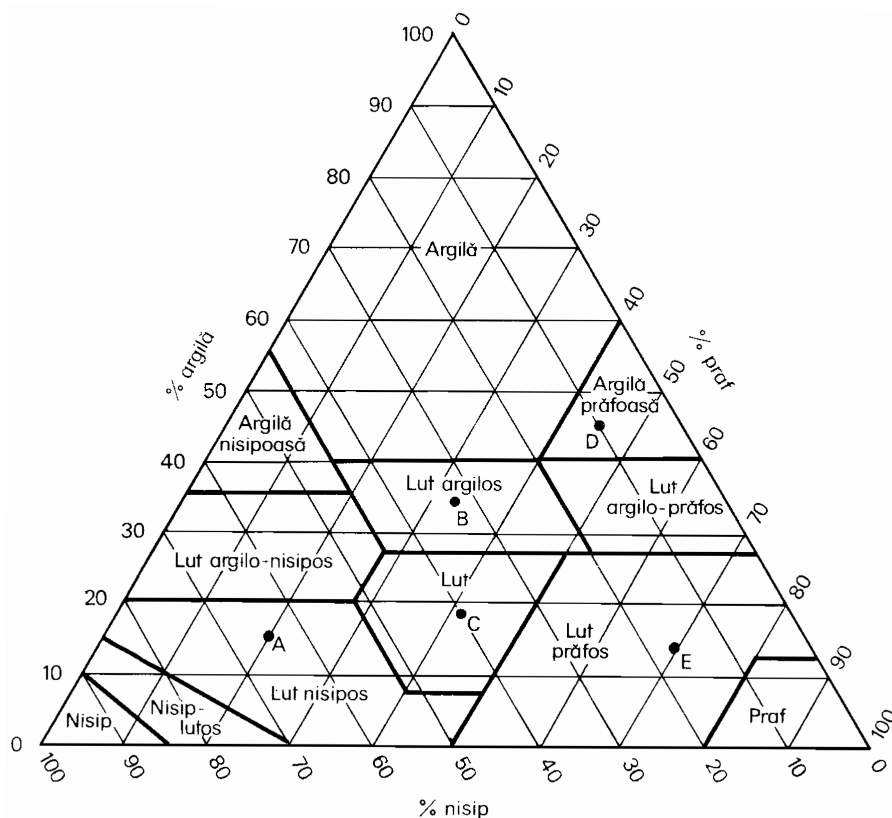


Fig. 18.2 Procentajele fiecărei fracțiuni granulometrice (nisip, praf, argilă) pot fi reprezentate printr-un singur punct pe această diagramă triunghiulară (vezi, de asemenea, fig. 18.3). Clasele texturale sînt indicate prin areale delimitate de linii groase (date furnizate de *U.S. Department of Agriculture* și de C. E. Millar, L. M. Turk, H. D. Foth, « Fundamentals of Soil Sciences », John Wiley and Sons, New York).

Ministerul Agriculturii din S.U.A. a elaborat definiții standard pentru clasele texturale ale solului, în care proporția de nisip praf și argilă este redată procentual. În locul unei liste a acestor clase cu procentajele respective, datele sînt cuprinse într-o diagramă triunghiulară (fig. 18.2), care permite înscrierea simultană a procentajelor celor trei componente. Vîrfurile triunghiului reprezintă 100% din fiecare dintre cele trei categorii de particule — nisip, praf sau argilă.

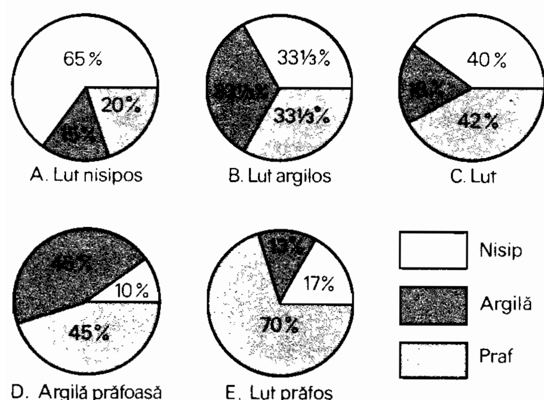


Fig. 18.3 Compozițiile tipice ale unui număr de cinc clase texturale de sol ilustrează definițiile utilizate în clasificarea solurilor. Aceste cinci exemple sînt indicate prin puncte însoțite de litere în fig. 18.2 (după *U.S. Department of Agriculture*, « Yearbook of American Agriculture », 1938).

Termenul de *lut* se referă la un amestec în care nici una dintre cele trei categorii nu domină asupra celorlalte două. Luturile apar așadar în porțiunea centrală a triunghiului. Un sol ale cărui componente îl plasează în punctul A din triunghi va conține deci 65% nisip, 20% praf și 15% argilă; el face parte din clasa de textură denumită *lut nisipos*. Alt sol, a cărui textură îl situează în punctul B, conține $33^1/_3\%$ nisip, $33^1/_3\%$ praf și $33^1/_3\%$ argilă; acesta face parte din clasa *lut argilos*. Figura 18.3 redă cinci exemple de textură; pozițiile respective sînt indicate în figura 18.2.

Textura este importantă deoarece ea determină în mare măsură proprietatea solului de a reține și de a transmite apa, așa cum se va explica mai jos. În nisip drenajul poate fi foarte rapid, iar într-un sol argilos porii sînt prea mici pentru a asigura un drenaj satisfăcător. Dacă este prezentă o mare cantitate de argilă și praf, pătrunderea rădăcinilor este dificilă. În general, solurile cele mai bune pentru creșterea plantelor sînt cele cu textură de lut.

Din clasa argilelor, cu dimensiuni sub 0,002 mm, fac parte coloizii minerali din sol. Particulele coloidale sînt atît de mici încît nu pot fi văzute cu microscopul optic și rămîn suspendate în apă. Aceste particule se prezintă sub forma unor fulgi subțiri cu diametrul de 0,001 pînă la 1,0 microni. Humusul fin constituie o altă categorie de coloizi, *humusul coloidal* sau *coloizii organici*.

Proprietățile chimice neobișnuite ale coloizilor se explică prin suprafața lor foarte mare în raport cu greutatea. Avînd o sarcină electrică, coloizii pot atrage și reține *ioni* (particule chimice elementare ale substanțelor dizolvate). Ionii pozitivi de calciu, magneziu și potasiu sînt cunoscuți în pedologie ca *baze*. Aceste baze pot fi cedate de coloizi plantelor — cărora le sînt necesare pentru creștere — printr-un proces denumit *schimb de baze*. Pe de altă parte, *ionii de hidrogen* încărcați pozitiv creează în soluția solului condiții de aciditate. Concentrația în ioni de hidrogen (H^+) din soluția solului raportată la ionii de hidroxil încărcați negativ (OH^-) poartă denumirea de pH-ul solului și servește la măsurarea acidității și alcalinității acestuia. Ionii de hidrogen sînt reținuți de asemenea de coloizii solului în poziții de schimb. La soluri, valoarea 7 a pH-ului este *neutră*, valori sub 7 (4—7) caracterizează *solurile acide*, iar peste 7 (7—10) *solurile alcaline*. Tabelul 18.2 prezintă scara de aciditate și alcalinitate a solurilor utilizată de agronomi.

Coloizii servesc și la reținerea apei în sol. Dacă însă apar în cantități mari, coloizii pot face solul dur și aderent, îngreuind lucrările de cultivare.

Structura solului arată modul în care particulele de sol se grupează în agregate mai mari cu ajutorul coloizilor din sol (fig. 18.4). Agregatele neregulate, cu muchii și colțuri ascuțite, dau o structură poliedrică sau nuciformă. Agregatele de formă relativ sferică dau o *structură grăunțoasă*. Unele soluri au structură *columnară* sau *prismatică*, fiind alcătuite din coloane sau prisme verticale cu diametrul de 0,5—10 cm. Structura lamelară constă din plăci dispuse orizontal. Structura solului intervine în capacitatea de absorbție a apei de către sol, în sensibili-

TABELUL 18.2 ACIDITATEA ȘI ALCALINITATEA SOLURILOR*

pH	4,0 4,5	5,0	5,5	6,0 6,5 6,7	7,0		8,0	9,0 10,0	11,0
Aciditate	Foarte puternic acid	Puternic acid	Moderat acid	Slab acid	Neutru	Slab alcalin	Alcalin	Puternic alcalin	Excesiv alcalin
Necesitatea amendării	Amendamente calcaroase necesare cu excepția culturilor care cer un sol acid	Amendamente calcaroase necesare pentru toate culturile cu excepția celor tolerante la aciditate		În general, amendamentele nu sînt necesare		Nu sînt necesare amendamente			
Apariție	Rar / Frecvent	Foarte frecvent în solurile cultivate din climate umede				Frecvent în climate subumede și aride		Suprafețe limitate în deșerturi	
Grupe de soluri	Podzoluri	Soluri argiloiluviale podzolite și podzolice Soluri de tundră		Soluri brune Soluri de prerie Latosoluri	Soluri negre tropicale	Soluri castanii și brune		Soluri alcalice negre	

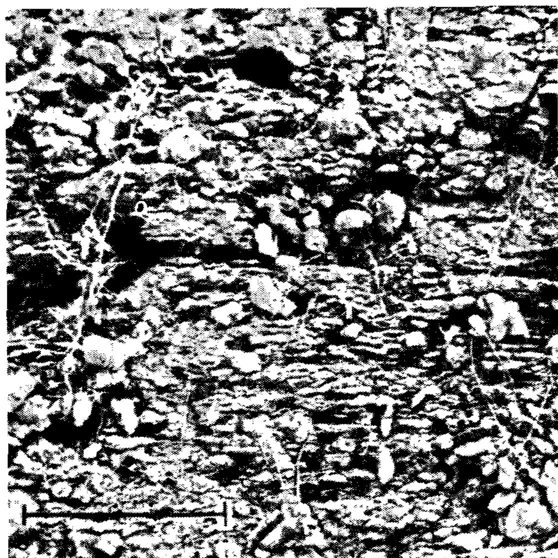
* Pe baza unor date din C. E. Millar, L. M. Turk, H. D. Foth.

tatea acestuia la eroziune, și în ușurința cu care poate fi cultivat.

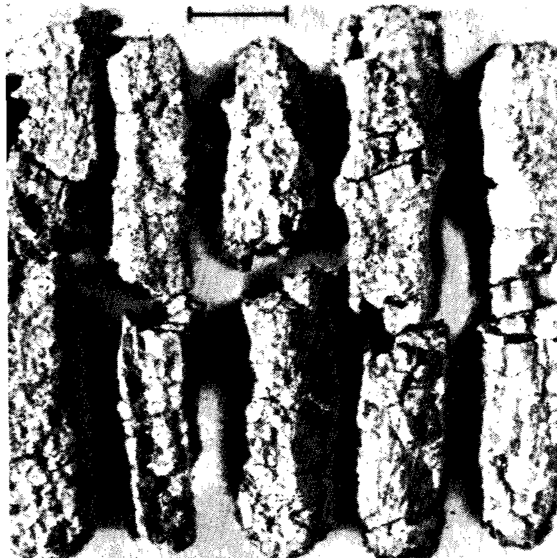
Un alt component al solului este *aerul din sol*, care ocupă spațiul din pori, atunci cînd solul nu este saturat cu apă. Aerul din sol a fost analizat, găsindu-se în el un surplus de bioxid de carbon și un deficit de oxigen și azot.

Apa din sol, adică apa temporar reținută în sol, este de fapt o soluție chimică complexă. Ea este o soluție diluată de bicarbonați, sulfați, cloruri, azotați, fosfați și silicați de calciu, magneziu, potasiu, sodiu și fier.

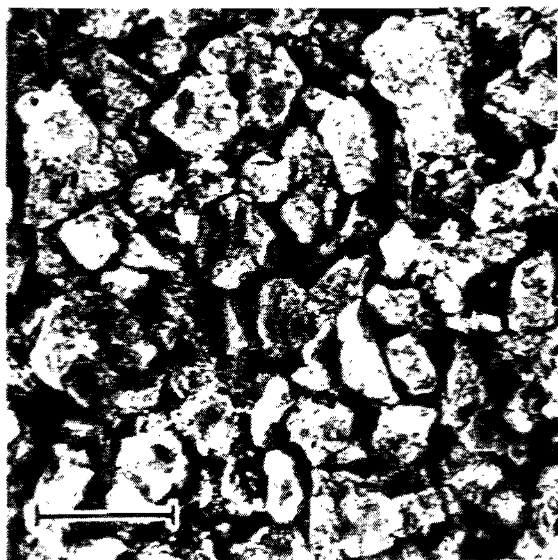
Termenul de *profil al solului* arată dispunerea materialului de sol în *orizonturi* asemănătoare stratelor, cu textură, culoare și consistență diferite (fig. 18.5). Solurile sînt identificate și clasificate în grupe mari pe baza succesiunii de orizonturi pe profil. În esență, profilul solului are trei părți. Orizonturile *A* și *B* reprezintă solul propriu-zis



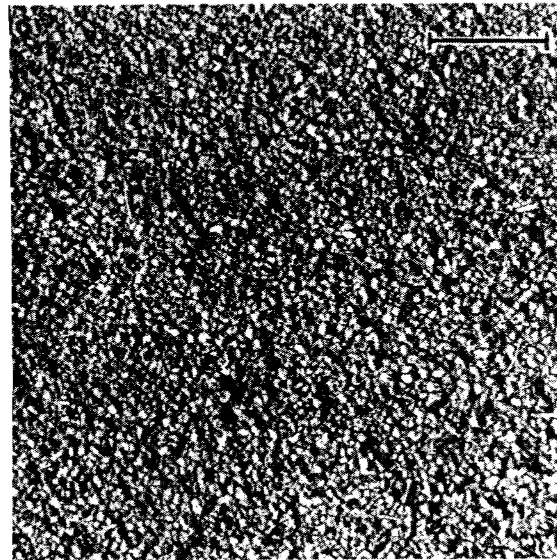
A



B



C



D

Fig. 18.4 Patru tipuri principale de structură a solului: *A*, **lamelară;** *B*, **prismatică;** *C*, **poliedrică;** *D*, **grăunțoasă. Linia neagră din fiecare imagine reprezintă 2,5 cm (un inci) (foto** *A* **și** *C* **de Roy W. Simonson;** *B* **și** *D* **de C. C. Nikiforoff,** *Division Soil Survey, U.S. Department of Agriculture).*

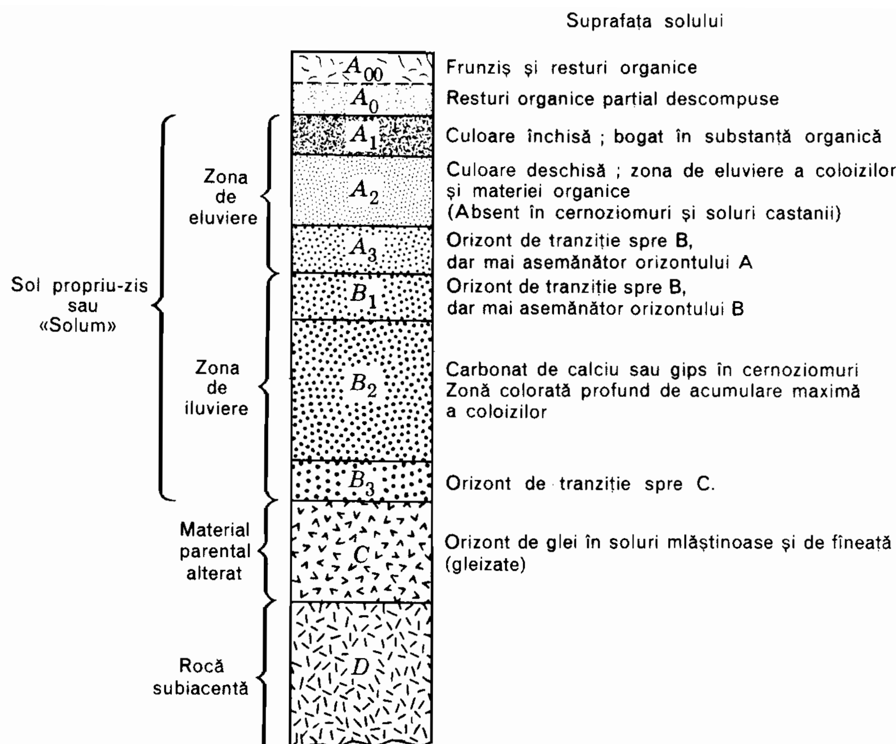


Fig. 18.5 Orizonturile profilului de sol (după *U.S. Department of Agriculture).*

(solum); orizontul *C* * este subsolul adică materialul parental alterat. Sub acesta se află roca parentală sau alte roci subiacente, considerate orizont *D.* ** În climate umede, orizontul *A* se compune din două părți foarte diferite. Orizontul superior A_1 este bogat în substanță organică și are o culoare închisă. Cel inferior A_2 este un orizont eluvial. Orizontul *B* este de regulă o zonă de acumulare a coloizilor din sol și are o culoare mai închisă, contrastînd cu orizontul A_2 de deasupra lui. Aceste procese și orizonturile generate de ele sînt discutate mai pe larg în paginile ce urmează.

Procese și factori de formare a solurilor

La formarea unui sol concură numeroase procese și influențe, denumite laolaltă factori de formare a solurilor (factori pedogenetici). Dintre acestea unele sînt condiții *pasive*, iar altele sînt agenți *activi*. Cei cinci factori principali de formare a solurilor sînt: materialul parental, forma de relief, timpul, clima și activitatea biologică.

Primul factor pedogenetic pasiv este *materialul parental*, adică stratul rezidual sau transportat de roci dezagregate, care constituie cea mai mare parte a solului. Unele dintre mineralele inițial prezente în rocă au suferit schimbări chimice complete, fiind transformate în compuși noi și reduse la dimensiuni coloidale. Deși multă lume crede că tipul de sol este determinat exclusiv de materialul parental, aceasta este o părere greșită. De pildă, același granit formează roca parentală în regiunea de piemont din statele Maryland și Georgia, dar, din cauza deosebirilor climatice, solurile acestor două state sînt într-o oarecare măsură diferite. Pe de altă parte, se poate constata că soluri din aceleași grupe principale apar pe tipuri diferite de strate de alterare sau roci parentale.

O excepție de la regula generală, că tipul de sol nu depinde de materialul parental, o găsim la solurile tinere care n-au avut încă timp suficient de dezvoltare, sau în anumite regiuni calcaroase unde influența rocii este foarte puternică. Pe alocuri materialul parental poate avea un efect pronunțat

* Corespunzător orizontului notat cu *D* de pedologii români. — *N. red. rom.*

** În pedologia română, ca și în prezent în S.U.A., roca parentală este notată cu litera *R.* — *N. red. rom.*

asupra texturii solului. Astfel, pe cuestele nisipoase ale cîmpiei de acumulare marină din statul New Jersey, solul se compune în mare măsură din nisip cuarțitic și este foarte poros. Pe argilele glaciare din valea fluviului Hudson, solul este foarte dens și aderent, împiedicînd pătrunderea apei de ploaie.

Un alt factor pasiv de formare a solurilor este *relieful*, adică configurația suprafeței terenului (fig. 18.6). Dacă panta este abruptă, eroziunea de suprafață prin șiroire se face mai repede, iar pătrunderea apei în sol este mai redusă decît pe pantele line. În consecință, solul este mai subțire pe pantele mai abrupte. Pe platourile netede se formează un sol profund cu un strat gros de argilă densă *(clay pan)* și cu levigare intensă. Aici produșii de alterare tind să rămînă pe loc. Și în luncile plane întîlnim soluri groase, dar acestea sînt slab drenate și au o culoare închisă. Aici, saturația permanentă cu apă întîrzie descompunerea vegetației și permite acumularea de materie organică. Pantele line, unde drenajul este bun iar eroziunea lentă, sînt considerate optime pentru formarea solului. O eroziune lentă continuă constituie un proces geologic normal, în cadrul căruia materialul îndepărtat este compensat prin formarea de sol nou din materialul parental. Această eroziune nu devine dăunătoare pentru sol decît atunci cînd se accelerează intens.

O altă influență a reliefului se manifestă prin înclinarea pantei sau direcția de expunere a suprafeței față de razele soarelui. La latitudini medii se constată, în general, că pantele orientate spre sud și supuse acțiunii de încălzire și de uscare a soarelui prezintă alte condiții de vegetație și sol decît pantele nordice, pe care aerul rece și umezeala se mențin timp mai îndelungat.

Al treilea factor pasiv de formare a solului este *timpul*. Un sol este considerat *matur* atunci cînd asupra lui au acționat toate procesele de pedogeneză o perioadă de timp suficient de lungă pentru a se forma un profil, care ulterior nu se va mai schimba decît imperceptibil. Solurile formate pe aluviuni sau till glaciar de dată recentă sînt considerate *tinere*. În solurile tinere orizonturile caracteristice sînt absente sau slab dezvoltate. Nu putem stabili vîrsta în ani a tuturor solurilor mature, deoarece viteza de formare a unui asemenea sol depinde de numeroși alți factori. Unele soluri în regiuni cu climă umedă și materiale parentale nisipoase au nevoie de 100—200 ani pentru a se dezvolta, în timp ce în alte părți formarea unui sol matur necesită cîteva mii de ani. Vîrsta anumitor soluri din regiunile tropicale și ecuatoriale este apreciată la un milion

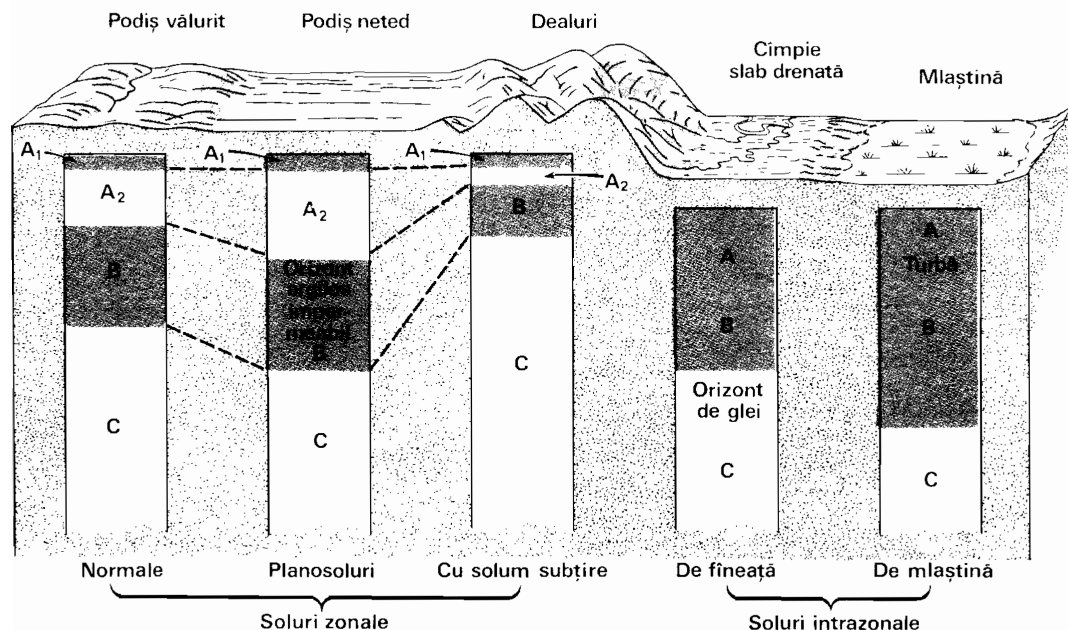


Fig. 18.6 Aspectul suprafeței topografice constituie un factor important în dezvoltarea solurilor (după *U.S. Department of Agriculture*, « Yearbook of American Agriculture », 1938).

pînă la șase milioane de ani, aceste soluri fiind deci formate în pliocen. Ca și în cazul reliefului, vîrsta solurilor este pur relativă. Un alt mod de a defini un sol matur poate fi și acela de a spune că există un echilibru între el și numeroasele forțe și procese care acționează asupra lui.

Clima și solul

Dintre factorii pedogenetici activi, clima este probabil cel mai important. Elementele climatice care joacă un rol în dezvoltarea solului sînt: *condițiile de umiditate* (precipitații, evaporare și umezeală), *temperatura* și *vîntul*.

Precipitațiile furnizează solului apa, fără de care procesele chimice și biologice nu ar fi posibile. Cînd substanțele chimice solubile se dizolvă în apă, ele ionizează, adică se disociază în particule cu sarcini pozitive și negative. Fără această ionizare numeroasele schimburi chimice complexe de elemente necesare dezvoltării solului și creșterii plantelor nu se pot desfășura. Pe de altă parte, un exces de precipitații poate îndepărta prin spălare ionii și coloizii. Este vorba de un proces de migrare descendentă a componentelor solului prin percolarea apei în sol, care se numește *eluviere*. El dă naștere unui orizont eluvial distinct, orizontul A_2 (vezi fig. 18.5). Procesul de depunere a coloizilor și bazelor în orizontul *B* subiacent poartă numele de *iluviere*.

În climate calde cu precipitații foarte abundente silicea (SiO_2) este în mare parte îndepărtată din sol și transportată în rîuri, în urma unui p oc s de *desilicifiere*. Solurile zonei ecuatoriale prin urmare, cu păduri umede sînt deficitare în silice ca și în baze (calciu, sodiu, magneziu și potasiu), avînd în general o fertilitate scăzută.

În climate uscate evaporarea depășește precipitațiile, iar solul rămîne uscat lungi perioade de timp. Apa freatică urcă încet spre suprafață, datorită atracției capilare și se evaporă în sol, depunînd sărurile pe care le conținea. Carbonatul de calciu — cea mai frecventă dintre aceste depuneri — formează în sol o crustă albicioasă dură. În sud-vestul Statelor Unite această crustă se numește *calișă* și pe alocuri face solul tot atît de dur și rezistent la eroziune ca și calcarul. Gipsul (sulfat de calciu hidratat) formează cruste asemănătoare. În zonele cu precipitații moderate ca, de pildă, marginea răsăriteană umedă a stepelor de la latitudini medii, carbonatul de calciu apare sub forma unor mici concrețiuni în sol.

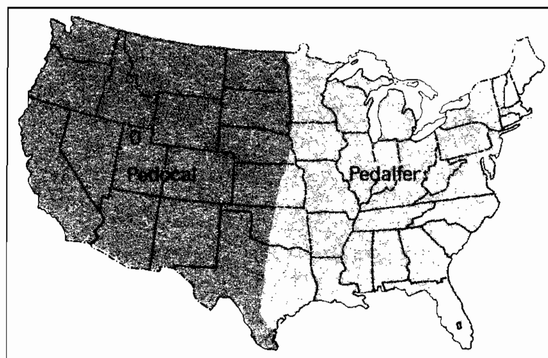


Fig. 18.7 Solurile din S.U.A. au fost împărțite în două clase principale, în funcție de climă (după C. F. Marbut).

Precipitațiile și evaporarea duc la formarea a două principale grupe de soluri (fig. 18.7): *solurile pedalfer*, puternic levigate ce se găsesc în partea de est a Statelor Unite, în regiuni cu precipitații de peste 600 mm anual; *solurile pedocal* au un exces de carbonat de calciu și apar în vestul Statelor Unite, în regiuni cu precipitații sub 600 mm anual. Denumirile solurilor menționate se bazează pe compoziția chimică a solurilor. Particulele *al* și *fer* din pedalfer indică aluminiul și — respectiv — fierul, fiind alese tocmai pentru că levigarea duce la formarea în sol în cantități importante a oxizilor de aluminiu și de fier ca substanțe reziduale. Silaba *cal* din pedocal se referă, desigur, la calciu, care este prezent sub formă de carbonat în toate solurile pedocal.

Un alt factor climatic important în pedogeneză este temperatura care acționează pe două căi. În primul rînd activitatea chimică este în general intensificată la temperaturi mai ridicate și redusă la frig *, încetînd cu totul în solul înghețat. Astfel, solurile tropicale au un material parental puternic alterat din punct de vedere chimic, pe cînd solurile înghețate de tundră au un material parental compus în cea mai mare parte din minerale dezagregate mecanic. În al doilea rînd temperaturile mai ridicate din sol intensifică activitatea bacteriană. În zonele cu condiții optime de viață bacteriană, ca de pildă în

* Se consideră că procesul de *carbonatare* (reacția acidului carbonic, H_2CO_3, asupra mineralelor) este foarte activ la temperaturi joase, deoarece concentrația acestui acid este mai mare în apă rece decît în apă caldă.

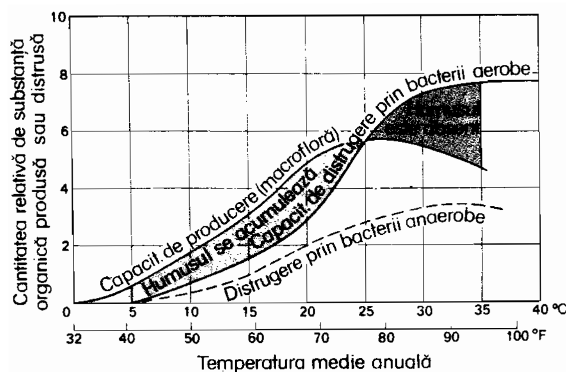


Fig. 18.8 Grafic ce indică capacitatea relativă de producere și distrugere a substanței organice în raport cu temperatura anuală medie (după M. W. Senstius, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

regiunile tropicale umede, bacteriile consumă toată vegetația moartă de pe sol. Ca atare, aici nu se poate forma un strat de vegetație în descompunere, iar solurile conțin foarte puțin humus. În climate continentale reci activitatea bacteriană se reduce, solul pădurilor rămînînd acoperit cu un bogat strat de vegetație în descompunere (strat humificat de sub litieră); humusul brut se păstrează la suprafața solului și joacă un rol important în partea superioară a profilului de sol matur.

Ca factor climatic vîntul are o însemnătate minoră în dezvoltarea solului. Vînturile pot mări evaporarea de la suprafața solului și pot spulbera stratul superior al profilului în regiunile aride lipsite de înveliș vegetal. Praful purtat de vînt se poate acumula, devenind material parental.

Factori pedogenetici de natură biologică

Atît plantele cît și animalele influențează profund dezvoltarea solului. Regnul vegetal se compune din *macrofloră* (arbori, arbuști și ierburi) și *microfloră* (bacterii și ciuperci).

Ierburile și copacii necesită pentru creștere substanțe chimice întrucîtva diferite. Arborii, mai ales coniferele, folosesc puțin calciu și magneziu. Ca atare, ei se dezvoltă bine pe soluri pedalfer, din care aceste substanțe au fost spălate și care sînt de regulă acide. Gramineele și cerealele (grîu, ovăz, orz) au nevoie de mult calciu și magneziu și cresc bine pe solurile pedocal ale regiunilor semiaride și marginale. Pentru ca gramineele să poată crește pe soluri acide, trebuie adăugat solului calciu sub formă de amendamente calcaroase. Plantele tind să mențină fertilitatea solului extrăgînd bazele (calciu, magneziu, potasiu) din orizonturile inferioare ale acestuia; bazele acestea ajung în tulpini și frunze, ca apoi prin descompunerea plantelor să fie introduse din nou în orizontul de la suprafața solului.

Vegetația moartă generează humusul, materia organică fină din sol. Așa cum s-a arătat mai sus, humusul dă solului o culoare neagră sau brun închisă. Particulele de humus coloidal acționează ca și coloizii minerali, reținînd ionii în sol. Procesul de formare a humusului *(humificare)* este în esență o oxidare lentă sau ardere a substanței vegetale. Acizii denumiți *acizi organici*, care iau naștere în timpul humificării ajută la descompunerea mineralelor din materialul parental. Ionii de hidrogen din soluția acidă tind să înlocuiască ionii de potasiu, calciu, magneziu și sodiu îndepărtați prin lesivare. Ca urmare solurile climelor umede și reci sînt sărace în baze și slab fertile din punct de vedere agricol.

Ocupîndu-ne în continuare de microfloră, adică de bacterii și de ciuperci, constatăm că bacteriile consumă humus. În climate reci, înmulțirea bacteriilor e lentă, iar humusul se poate acumula pe sol și în sol. Solurile de climate subarctice și tundră conțin multă materie organică nedescompusă, care local formează strate de turbă. În climate tropicale și ecuatoriale însă, activitatea bacteriană este intensă și întreaga vegetație moartă e oxidată rapid de bacterii, ceea ce face ca solul să nu conțină decît puțin humus. Lipsesc aici și acizii organici formați prin humificare, iar unele baze (aluminiu, fier, mangan) se acumulează în cantități mari față de silice. Rezultă că diferențele fundamentale dintre solurile de climă rece și cele de climă caldă se datoresc intensității activității bacteriene.

Figura 18.8 prezintă relația dintre temperatura medie anuală a aerului și capacitatea relativă de producere și distrugere a substanței organice de către macrofloră și, respectiv, microfloră. În climatele mai reci, se produce mai multă substanță organică decît se distruge și humusul se acumulează. La temperaturi medii anuale superioare valorii de 25°C se distruge mai mult decît se produce astfel încît humusul este absent.

O altă funcție a anumitor bacterii și a altor organisme din sol (alge) este aceea de a prelua și transforma azotul gazos din aer într-o formă accesibilă plantelor. Acest proces

se numește *fixarea azotului*. O specie de bacterii *(Rhizobium)*, de pildă, trăiește în nodulii radiculari ai leguminoaselor, fixînd acolo azotul necesar plantei-gazdă.

Influența animalelor asupra solului este în mare măsură mecanică, dar nicidecum neglijabilă. Rîmele joacă un rol de seamă în regiunile umede. Aceste viețuitoare nu numai că modifică solul prin săparea de canale, dar îi schimbă și textura și compoziția chimică, trecîndu-l prin tubul lor digestiv. Furnicile și termitele aduc la suprafață mari cantități de sol din orizonturile inferioare. Animalele care își sapă galerii prin pămînt (cîrtițe, șoareci de cîmp etc.) deranjează și modifică structura solului; în urma activității lor, materialul din orizonturile inferioare este adus la suprafață, prăbușirea galeriilor creînd posibilitatea ca solul de la suprafață să ajungă în orizonturile inferioare.

Regimurile pedogenetice

Analiza de pînă acum a proceselor pedogenetice apare fragmentată, în sensul că fiecare factor și activitate au fost discutate separat și în ordine succesivă. Dacă ne-am repetat uneori, aceasta își găsește explicația tocmai în modul în care procesele pedogenetice acționează simultan influențîndu-și reciproc acțiunile. Pentru a da studiului solurilor o perspectivă mai unitară ne putem concentra asupra cîtorva direcții fundamentale de evoluție a solului, direcții ce duc fiecare la formarea unei anumite grupe principale de soluri aflate sub influența unui anumit regim climatic. Direcțiile fundamentale de evoluție amintite se numesc *regimuri pedogenetice*.

Regimul de podzolire * domină în climatele suficient de reci pentru a inhiba acțiunea bacteriană, dar cu suficientă umiditate pentru a permite dezvoltarea macroflorei (fig. 18.9, *A*). Asemenea condiții există doar la latitudini medii și mari, ca și la mare altitudine. Regimul climatic corespunzător poate fi uniform, cu condiția să fie predominant răcoros (climă maritimă pe coastele de vest, de la 40° latitudine către poli), sau poate fi un regim continental, cu ierni reci și precipitații adecvate repartizate pe întreaga durată a anului (climă continentală umedă; climă subarctică continentală). În dezvoltarea ei extremă, podzolirea este asociată, ca vegetație, cu coniferele (molid, brad, pin). Aceste plante nu necesită baze (calciu, magneziu, potasiu), pe care deci nu le pot reda suprafeței solului. Rezultatul este că acizii humici produși de humusul abundent favorizează o migrare intensă a bazelor, coloizilor și oxizilor de fier și aluminiu din orizontul superior, ducînd la formarea unui orizont caracteristic A_2 de culoare cenușie, compus în mare parte din silice (SiO_2). Coloizii, humusul și oxizii de fier spălați din orizontul A_2 se acumulează în orizontul *B*, care poate avea o culoare închisă, o structură densă, sau uneori consistența unei roci dure *(ortstein)*.

Lateritizarea este un regim pedogenetic care constituie în anumite privințe echivalentul de climă caldă al podzolirii, în sensul că ambele se asociază cu regimuri climatice bogate în precipitații și cu vegetație forestieră. Lateritizarea se produce în climate umede cu ploi abundente în tot cursul anului (clima de pădure umedă ecuatorială; clima tropicală cu două anotimpuri, dintre care cel umed de lungă durată; clima subtropicală umedă). Temperatura medie anuală ridicată și absența iernilor aspre permit o activitate bacteriană intensă prin care vegetația moartă este distrusă pe măsură ce se acumulează. În consecință, solul conține humus puțin sau de loc (fig. 18.9, *B*). În lipsa acizilor humici, sescvioxizii de fier (Fe_2O_3) sînt insolubili și se acumulează în sol sub formă de argile roșii, noduli și strate asemănătoare rocilor *(laterită)*. Silicea, pe de altă parte, este spălată din sol și antrenată în apa rîurilor în procesul de *desilicifiere*. Nu apar orizonturi distinctive. În absența coloizilor silicatici solul tinde să devină ferm și poros mai degrabă decît plastic și aderent, pierzînd cu ușurință apa. Lateritizarea implică o fertilitate foarte redusă, deoarece bazele nu sînt reținute în sol, iar humusul lipsește.

Calcizarea este regimul pedogenetic al climelor în care evaporarea depășește în medie precipitațiile. Ea se asociază cu un regim climatic continental cu media anuală a precipitațiilor mică (climă de stepă la latitudini medii) și cu un regim tropical cu două anotimpuri, cel umed fiind scurt (climă de

* Autorul nu face distincție între procesul de migrare a argilei — lesivaj și cel de migrare a substanței organice și sescvioxizilor de fier și aluminiu — podzolire, ci le descrie pe amîndouă sub numele de podzolire. De aici rezultă o serie de confuzii, privind îndeosebi caracterele orizontului *B*. Aceasta este o concepție veche, azi părăsită în pedologia americană. În România, cele două procese au fost identificate și descrise încă din 1933 de N. Cernescu. — *N. red. rom*

Fig. 18.9 Reprezentare schematică a dezvoltării profilului de sol în patru cazuri cu condiții pedogenetice diferite

stepă tropicală). Nu cad suficiente precipitații pentru a spăla bazele, astfel încît ionii de calciu și magneziu rămîn în sol (fig. 18.9, *C*). Ierburile, care folosesc aceste baze le restituie suprafeței solului. Coloizii rămîn în general *in situ*, dar într-o stare densă (floculată), asigurînd structura în agregate a solului. Carbonatul de calciu, antrenat spre suprafață de peliculele de apă capilară, evaporată în perioadele uscate, precipită în orizontul *B* sub formă de concrețiuni, plăci și chiar strate dure (calișe). Activitatea microbiană este restrînsă, iar humusul se poate acumula din abundență în orizonturile *A* și *B*. Pe măsura accentuării aridității, cantitățile de humus din sol se reduc. Calcizarea se asociază caracteristic cu vegetația ierboasă din stepe și semideșerturi.

Regimul pedogenetic de *gleizare* este caracteristic pentru suprafețele slab drenate (dar nu salinizate) din climate umede, și răcoroase sau reci. Gleizarea se asociază deci cu regimul climatic de tundră, fiind activă și în zonele mlăștinoase din climate continentale cu ierni reci. Temperaturile joase permit acumularea masivă a substanței organice, care formează la suprafața solului un strat de material turbos (fig. 18.9, *D*), sub care se află *orizontul de glei* — un strat gros de argilă astructurată, aderentă și compactă, de culoare cenușiu-albăstruie. Orizontul de glei este situat, de regulă, în zona saturată cu apă freatică; ca atare, fierul este în stare parțial redusă, dînd această culoare cenușiu-albăstruie solului.

În sfîrșit, mai există și regimul pedogenetic de *salinizare*, adică de acumulare în sol a unor săruri ușor solubile. Salinizarea se asociază cu regimul climatic de deșert, producîndu-se pe suprafețele slab drenate unde apa de suprafață se evaporă. Asemenea areale se întîlnesc de regulă pe fundurile joase ale văilor, pe terenuri plate și în bazinele din interiorul continentelor, ca și pe cîmpiile litorale din climate aride. Solurile conțin cel mai adesea sulfați și cloruri de calciu și de sodiu.

Regimurile pedogenetice oferă o bază pentru clasificarea solurilor lumii într-o serie de grupe mari, așa cum se va arăta în capitolul 19. Ele sînt de asemenea în strînsă legătură cu fitogeografia și constituie un factor principal de influență a mediului asupra plantelor.

Capitolul 19
Marile grupe de soluri

PEDOLOGUL ADMITE CĂ TOATE SOLURILE se pot împărți în trei mari ordine: *zonal*, *intrazonal* și *azonal*. Solurile zonale, formate în condiții de drenaj bun, sub acțiunea prelungită a climei și vegetației, constituie ordinul cel mai important și mai răspîndit. Solurile intrazonale sînt cele formate în condiții de drenaj foarte slab (mlaștini, fînețe de luncă, cuvete lacustre, „playa", în deșerturi), sau pe calcare a căror influență este determinantă. Solurile azonale nu au profile caracteristice bine formate, fie datorită faptului că n-au dispus de suficient timp pentru dezvoltare, fie deoarece se găsesc pe pante prea înclinate pentru a permite dezvoltarea profilului. Solurile azonale cuprind solurile subțiri și pietroase ale regiunilor de munte *(litosoluri)*, pe cele formate pe aluviuni recent depuse sau pe nisipuri de dune *(regosoluri)*. Ele au de regulă profile slab dezvoltate și nu pot fi clasificate cu ușurință, pe cînd solurile zonale și intrazonale au profile distincte, caracteristice, rezultate dintr-o lungă perioadă de evoluție.

Marile grupe de soluri

Tabelul 19.1 prezintă o clasificare larg uzitată a solurilor. Ministerul Agriculturii din S.U.A. a separat în 1938 circa 30 *mari grupe de soluri*, dar acestea pot fi reduse la aproximativ 18 clase principale, incluzînd atît solurile zonale cît și pe cele intrazonale, care sînt larg răspîndite pe glob în condiții climatice și geomorfologice similare. Unele grupe de soluri zonale au fost deja menționate și discutate pe scurt în capitolele anterioare, referitoare la climă. Corelînd acum cunoștințele privind procesele și regimurile pedogenetice (vezi cap. 18) cu cele privind elementele climatice, putem proceda la un studiu sistematic al fiecăreia dintre marile grupe de soluri. Unele dintre aceste grupe poartă denumiri rusești, date de pedologii ruși care au făcut muncă de pionierat în acest domeniu.

Fondatorul teoriilor moderne asupra originii și clasificării solurilor a fost geologul rus V. V. Dokuceaev; studiile întreprinse de el între 1882 și 1900 l-au condus la ideea că solul constituie un corp independent, ale cărui caractere sînt determinate în primul rînd de climă și de vegetație. Un discipol al lui Dokuceaev, K. D. Glinka, a dezvoltat conceptul de orizonturi în profilul solului. Progresul pedologiei moderne în

TABELUL 19.1 CLASIFICAREA SOLURILOR*

Subordine	Mari grupe de soluri
ORDINUL ZONAL	
Soluri podzolite de culoare deschisă din regiunile păduroase	SOLURI PODZOLICE **Soluri podzolice brune** SOLURI ARGILOILUVIALE PODZOLITE ŞI PODZOLICE SOLURI ARGILOILUVIALE INTENS ŞI PROFUND DEBAZIFICATE **(inclusiv terra rossa)**
Soluri lateritice din regiunile calde şi umede ecuatoriale, tropicale şi subtropicale	LATOSOLURI **Soluri lateritice brun-roşcate** **Soluri tropicale negre şi cenuşiu închise**
Soluri din zona de silvostepă	Cernoziomuri levigate
Soluri de culoare închisă din regiunile de stepă umedă, subumedă şi semiaridă	SOLURI DE PRERIE (BRUNIZIOMURI) **Soluri roşii de prerie** CERNOZIOMURI SOLURI CASTANII SOLURI CASTANIU-ROŞCATE ŞI SOLURI BRUN-ROŞCATE
Soluri de culoare deschisă din regiunile aride	SOLURI BRUNE SOLURI CENUŞII DE DEŞERT (SIEROZIOMURI) SOLURI ROŞII DE DEŞERT
Soluri din zona rece	SOLURI DE TUNDRĂ **Soluri brune arctice**
ORDINUL INTRAZONAL	
Soluri hidromorfe de marşe, mlaştini şi platouri înalte	SOLURI DE MLAŞTINĂ SOLURI DE FÎNEAŢĂ (WIESENBÖDEN) **Soluri de pajişti alpine** PLANOSOLURI
Soluri halomorfe din regiunile aride slab drenate şi depozite litorale	SOLURI SALINE (SOLONCEACURI) SOLURI ALCALICE (SOLONEŢURI) **Solodii**
Soluri calcimorfe	RENDZINE
ORDINUL AZONAL	
LITOSOLURI	
REGOSOLURI	**Soluri aluviale** **Nisipuri (uscate)**

* Pe baza datelor furnizate de Ministerul Agriculturii al S.U.A. în lucrarea «Soils and men»; ,,Yearbook of Agriculture'', 1938, U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C., 1938.

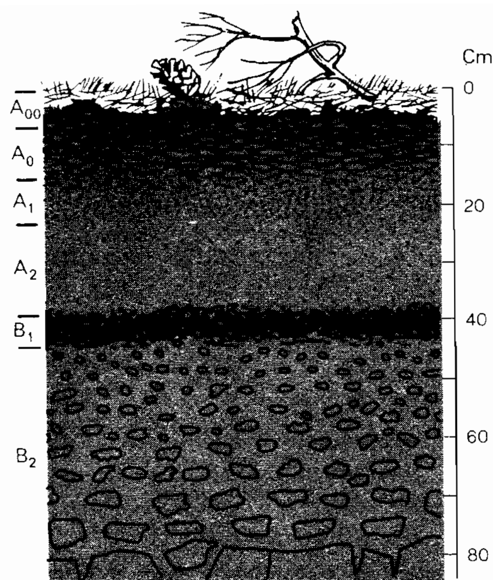


Fig. 19.1 Diagrama unui profil de podzol, format sub o pădure de pin (după R. S. Eyre « Vegetation and Soils », Aldine Publishing Company, 1963).

S.U.A. între anii 1920—1940 datorează mult lui C. F. Marbut, care a fost timp îndelungat șeful Diviziei de prospecțiuni pedologice din Ministerul Agriculturii al S.U.A. Marbut a tradus lucrările lui Glinka în limba engleză, a împrumutat și a adoptat concepțiile pedologice rusești și în cele din urmă a elaborat un sistem cuprinzător de clasificare a solurilor pentru S.U.A. Acest sistem, cu modificările ulterioare este cel prezentat aici.

Solurile podzolice

Dintre solurile zonale ale regiunilor cu climă umedă răcoroasă, cele mai răspîndite sînt *solurile podzolice* (sau, mai simplu, *podzolurile*), care se asociază strins cu clima subarctică, cu regiunile mai nordice ale climei continentale umede și cu regiunile mai răcoroase ale climei maritime de pe coastele vestice. Podzolurile necesită ierni reci și precipitații adecvate în tot timpul anului. (Planșa 3 este o hartă a solurilor pe glob ce poate fi corelată cu hărțile climei și vegetației pe glob — planșele 2 și 4). Regimul pedogenetic este cel de podzolire (vezi cap. 18).

Profilul de podzol (fig. 19.1 și planșa în culori *A*) este acela pe baza căruia au fost inițial denumite diferitele orizonturi. La suprafață, acoperind solul, se află un strat organic format din frunze și humus acid, numit orizontul A_0. Sub acesta apare primul strat de sol, orizontul A_1, care este subțire și acid, bogat în humus și variind în privința culorii de la cenușiu la brun gălbui și la brun roșcat. Orizontul A_1 este bogat în coloizi, constituind o zonă de interacțiune între acizi și baze.

Sub orizontul A_1 se află un strat distinct de culoare deschisă, orizontul A_2. Este un orizont eluvial din care au fost spălați coloizii și bazele. Are o culoare cenușie albicioasă datorită faptului că agenții coloranți, cum ar fi humusul coloidal și oxizii de fier, au migrat. Spălarea care se produce în orizontul A_2 constituie procesul de eluviere explicat în capitolul 18.

Sub orizontul A_2 al profilului de podzol apare orizontul *B*, un strat de culoare brună, îmbogățit în coloizi și baze translocate din orizontul A_2. Această acumulare constituie procesul de iluviere (vezi cap. 18). Coloizii dau orizontului *B* o textură grea, argiloasă*. Depunerea excesivă de oxizi poate provoca în acest orizont cimentarea particulelor de sol și, implicit, formarea unui orizont dur, ***hardpan***-ul (în terminologia europeană, ***ortstein***). Nodulele din orizontul *B* formate prin același proces ca și hardpan-ul se numesc ***concrețiuni***. Aceste concrețiuni pot fi formate din argilă cimentată cu *limonit* — un oxid de fier hidratat. Împreună, orizonturile *A* și *B* ale profilului podzolic nu depășesc un metru în grosime.

În S.U.A. podzolurile se întîlnesc în statele nordice din regiunea Marilor Lacuri, în regiunea Adirondacks și în zona montană a Noii Anglii. Aici precipitațiile bogate și iernile lungi și friguroase favorizează acumularea la suprafață a vegetației descompuse. Acizii organici produc o puternică spălare a orizontului A_2. Insule de podzoluri mai apar și în Munții Appalași, unde altitudinea mare creează o climă mai rece, și în cîmpiile litorale nisipoase din statul New Jersey și din Long Island, unde are loc o spălare intensă a nisipului. Podzolurile din S.U.A. sînt doar marginea sudică a vastei zone podzolice care se suprapune arealului pădurii veșnic verzi de conifere cu climă subarctică a Canadei și Eurasiei (planșa 3). În această pădure, coniferele, care predomină, înlesnesc podzolirea.

* Aceste caractere corespund în mare parte orizontului *B* format prin procesul de lesivaj (migrare a argilei) și nu prin cel de podzolire. A se vedea și nota de la pag. 281. — *N. red. rom.*

Solurile podzolice sînt puțin fertile. Spălarea constituenților importanți pentru plante este indicată de asocierea pădurii de conifere cu acest sol. Coniferele necesită mai puțin calciu, magneziu, potasiu și fosfor decît alte plante; în consecință, arborii nu aduc aceste baze la suprafața solului, de unde să poată reveni în orizonturile superioare. Și anumite specii de stejar folosesc bazele foarte puțin. Pinii Barens, de pe solurile podzolice ale cîmpiei litorale din New Jersey sînt un exemplu de adaptare a pădurii de pin și stejar la solurile podzolice.

Podzolurile nu pot asigura hrana unei populații dense. Prin amendare și îngrășare se corectează în mare măsură aciditatea solului și se înlocuiesc bazele spălate, dar arealele propice unui asemenea tratament sînt limitate datorită efectelor glaciației continentale. Relieful modelat sub acțiunea ghețarilor, cu morene, blocuri, lacuri și mlaștini, face ca o mare parte a zonei podzolice să fie improprie pentru agricultură.

Solurile argiloiluviale podzolite și podzolice

A doua mare grupă de soluri din regiunile cu climă umedă este cea a solurilor argiloiluviale podzolite și podzolice. Ele diferă de podzoluri prin faptul că spălarea e mai puțin intensă, iar culoarea solului este brunie. Succesiunea de orizonturi este asemănătoare celei din podzoluri (fig. 19.2 și planșa în culori *B*). Orizontul A_1 este un strat eluvial cenușiu-brun. Spălarea fiind mai puțin intensă decît la podzoluri, orizontul nu are o culoare atît de deschisă și nici nu este prea net delimitat. Orizontul *B* este gros, de culoare brun-gălbui pînă la brun-roșcat deschis. Ca și la podzoluri în acest orizont sînt concentrați coloizi și baze.

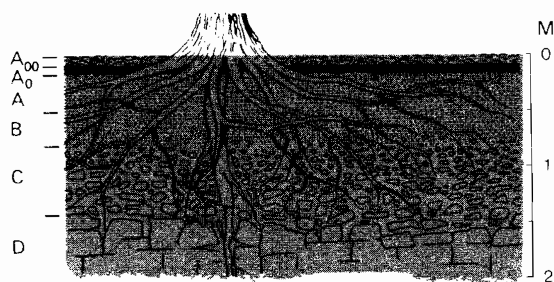


Fig. 19.2 Diagrama unui profil de sol brun, format sub o pădure de stejar (din S. R. Eyre, « Vegetation and Soils », Aldine Publishing Company, 1963).

Solurile argiloiluviale podzolite și podzolice conțin o cantitate mai mare de baze decît podzolurile, fiind totuși întrucîtva soluri acide. Pe aceste soluri crește bine pădurea de foioase (arțar, fag, stejar). Acești arbori extrag bazele din orizontul *B*, redîndu-le suprafeței prin frunzele și ramurile moarte. În acest mod, spre deosebire de podzoluri, solul își recapătă bazele.

Amendate și îngrășate, solurile argiloiluviale podzolite și podzolice devin foarte favorabile agriculturii și pășunatului. Această relație se poate vedea din distribuția solurilor argiloiluviale podzolite și podzolice în partea central-estică a S.U.A., unde precipitațiile anuale ating 900—1 000 mm în zona de climă continentală umedă. Aceste soluri ocupă mari suprafețe în statele Wisconsin (sud), Michigan (sud), Indiana, Ohio, Kentucky, New York, Pennsylvania și Maryland, ca și în sudul Noii Anglii. Aceste state sînt renumite pentru valoarea și varietatea produselor lor agricole. Soluri de acest fel se întîlnesc de asemenea, în partea de nord-vest a coastei Pacificului și pe culmile Munților Stîncoși.

Soluri argiloiluviale podzolite și podzolice apar pe largi areale și în Europa occidentală cu climă continentală umedă și climă maritimă de coastă vestică. Suprafețe mai mici se găsesc și în ținuturile nordice cu climă continentală umedă ale R. P. Chineze și ale Japoniei. Aceste regiuni, cu soluri argiloiluviale podzolite și podzolice se asociază cu pădurea verde în timpul verii.

O răspîndire relativ minoră au solurile podzolice brune* (tabelul 19.1) din sudul Noii Anglii. Acestea sînt soluri de tranziție între podzoluri și solurile argiloiluviale podzolite și podzolice. Solurile podzolice brune au un orizont A_2 foarte subțire. Deși acide, ele pot fi foarte productive în condiții de amendare intensă și îngrășare.

Solurile argiloiluviale intens și profund debazificate

Spre sud de solurile argiloiluviale podzolite și podzolice, într-o zonă cu climă din

* În clasificarea română, sub denumirea de „soluri podzolice brune" se înțeleg acele soluri podzolice humicoferriluviale cu orizont A_2 subțire sau discontinuu și care nu fac tranziție spre solurile argiloiluviale. În acest text, denumirea trebuie înțeleasă în sensul dat de autor și nu cu semnificația din terminologia pedologică română. — *N. red. rom.*

ce în ce mai caldă, dar cu precipitații la fel de abundente, se întinde o vastă regiune de soluri argiloiluviale intens și profund debazificate. Aceste soluri apar în sudul Statelor Unite, din Texas pînă la Atlantic, respectiv în zona de climă subtropicală umedă. O relație geografică asemănătoare se observă în Japonia; în sudul Braziliei și în sud-estul Paraguayului apare de asemenea o suprafață apreciabilă cu soluri de acest tip la latitudini comparabile (vezi planșa 3). Areale mai mici cu soluri argiloiluviale intens și profund debazificate apar de-a lungul coastelor în Africa de sud, în Australia și în Noua Zeelandă.

Aceste soluri sînt de tip podzolic* și prezintă aceeași spălare caracteristică a orizontului A_2 (vezi planșa în culori *C*). Verile calde și iernile blînde favorizează activitatea bacteriilor. Conținutul de humus este mic. În acest caz, atît podzolirea** cît și lateritizarea acționează împreună ca procese pedogenetice. Culorile tipice galben și roșu se datoresc hidroxizilor de fier. Solurile galbene sînt mai puternic lesivate decît cele roșii și apar pe cîmpiile litorale nisipoase. În aceste soluri se găsesc din abundență hidroxizi de aluminiu — caracter tipic pentru solurile regiunilor tropicale cu climă umedă și caldă.

Forma de vegetație naturală a nordului regiunii cu soluri roșii în S.U.A. a constituit-o pădurea de foioase. Solurile acestor state sudice, deși sărace în substanțe nutritive, reacționează favorabil la aplicarea îngrășămintelor și asigură producții ridicate de tutun, bumbac, arahide, soia, porumb, batate și numeroase alte culturi. Solurile galbene, caracterizate printr-o lesivare, permit dezvoltarea pădurilor de *Pinus taeda*, *Pinus palustris* și *Pinus caribaea*. *Pinus rigida* de pe litoral este o sursă însemnată de rășini și terebentină, iar *Pinus caribaea* oferă materie primă pentru industria celulozei.

În celelalte regiuni ale lumii cu soluri argiloiluviale intens și profund debazificate, vegetația naturală este formată predominant din pădure umedă de tip tropical și temperat (vezi planșa 4).

O mare grupă de soluri înrudită cu solurile roșii de acest tip este terra rossa din ținuturile mediteraneene (vezi planșa în culori *D*). Acest sol roșu și sărac în humus conține numeroși sescvioxizi de fier (Fe_2O_3) cărora le datorează, în mare măsură, culoarea. Originea terrei rossa este încă un subiect de discuție. S-ar putea ca ea să reprezinte un sol odinioară mult mai bogat în humus, dar care și-a pierdut humusul, de-a lungul secolelor, prin distrugerea pădurii de către om și prin pășunat. În anumite regiuni, terra rossa se asociază cu calcarul ca material parental, ceea ce poate sugera că ea și-a moștenit proprietățile de la un substrat calcaros.

* A se vedea nota de la pag. 281 — *N. red. rom.*
** În sensul de lesivaj (migrarea argilei). — *N. red. rom.*

Latosolurile

Solurile din regiunile umede ecuatoriale și tropicale se numesc *latosoluri* sau *soluri lateritice* (vezi planșa în culori *E*). Ele au următoarele caracteristici: 1, descompunerea chimică și mecanică a rocii parentale este completă, datorită condițiilor favorabile de căldură și umiditate; 2, silicea a fost aproape în întregime spălată din sol; 3, sescvioxizii de fier și aluminiu s-au acumulat în sol ca materiale reziduale abundente și permanente; 4, humusul apare în cantități foarte mici sau lipsește cu desăvîrșire din cauza acțiunii rapide a bacteriilor la aceste temperaturi ridicate; 5, solul are o culoare roșcată caracteristică, datorită prezenței sescvioxizilor de fier. Cauzele dezvoltării acestor condiții au fost explicate în capitolul 18 în cadrul regimului de lateritizare. Pierderea mineralelor argiloase silicatice face ca latosolurile să fie foarte poroase și de plasticitate relativ mică. În consecință, apa din precipitații pătrunde repede în aceste soluri.

Latosolurile propriu-zise se întîlnesc numai în regiuni calde și umede, fiind deci strîns legate de zonele de climă ecuatorială foarte umedă și tropicală cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat. Deși efectele lateritizării se pot vedea și la solurile argiloiluviale intens și profund debazificate, acestea nu sînt latosoluri adevărate.

Prin cultivare, latosolurile își pierd rapid fertilitatea deoarece lesivarea intensă a îndepărtat substanțele nutritive din profil, cu excepția unui strat superficial subțire. Totuși, aceste soluri permit dezvoltarea luxuriantă a pădurilor umede cu frunze late veșnic verzi (vezi planșa 4). În alte regiuni pe suprafețe mari pădurile umede veșnic verzi se asociază cu regimul climatic tropical cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat.

O trăsătură interesantă a latosolurilor o constituie acumularea locală a sescvioxizilor de fier și aluminiu în strate din care se pot tăia cărămizi pentru construcții. Acest material poartă numele de *laterită*. Prin uscare la aer aceste blocuri devin foarte dure. În peninsula Indochina, mai ales, cărămizile de laterită se folosesc pe scară largă ca material de construcție.

Sub formă de laterite apar și depuneri minerale valoroase: strate groase de *bauxită* (oxid de aluminiu hidratat), *limonit* (oxid de fier hidratat) și *manganit* (oxid de mangan). Acestea poartă numele de *minereuri reziduale*, deoarece nu sînt solubile în apa din sol și au continuat să se acumuleze pe măsură ce roca parentală se altera, iar silicea și alți constituenți solubili erau îndepărtați. Importante zăcăminte de bauxită din nordul Americii de Sud (Guyana) și din vestul Indiei (vezi fig. 15.5) sînt de acest tip. În laterite se găsesc prețioase resurse de mangan.

Nu trebuie însă să conchidem că toate solurile regiunilor cu climă umedă ecuatorială și tropicală sînt latosoluri de tipul celor de mai sus. Diverse variații ale latosolurilor au fost descrise ca soluri *lateritice brun-gălbui* și *lateritice brun-roșcate*. Mari suprafețe pe platourile înalte ale Africii și Indiei, cu climă tropicală, cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat, au soluri tropicale negre și cenușiu-închise. Răspîndirea acestora este indicată în planșa 3. Formarea solurilor negre poate fi pusă în legătură cu anumite condiții speciale ale rocii din substrat. De pildă, aria de răspîndire a solurilor negre din India peninsulară, arătată în planșa 3, coincide destul de bine cu podișul Deccan, în care roca subiacentă este bazaltul.

Solurile hidromorfe (intrazonale)

Solurile hidromorfe sînt asociate cu marșe, mlaștini și platouri înalte slab drenate. Aceste soluri sînt denumite intrazonale datorită condițiilor de drenaj slab.

Soluri de mlaștină se formează sub vegetația higrofilă din regiunile cu climă continentală umedă și răcoroasă. În Europa și în America de Nord, glaciația continentală a lăsat nenumărate bazine ce au fost ulterior umplute în mare măsură cu o succesiune de plante de apă (vezi cap. 20). Solul este saturat cu apă cea mai mare parte a timpului, iar descompunerea resturilor vegetale este foarte mult întîrziată. Plantele parțial descompuse se acumulează într-un strat superior de turbă, gros pînă la 1 m (planșa în culori *M*). Sub acesta se află un orizont de argilă fără structură și aderentă pe care pedologii l-au numit orizont de *glei*. El are o culoare albastră-cenușie și este relativ impermeabil la pătrunderea apei. Procesul de gleizare a fost discutat în capitolul 18.

Solurile de fîneață (Wiesenböden) se formează în luncile rîurilor, unde drenajul este ceva mai bun decît în mlaștini, dar totuși insuficient. Aceste areale sînt larg folosite ca pășuni în climatele umede de latitudini medii, deoarece aici iarba crește repede și deasă. Se formează un strat gros bogat în humus, dispus peste un orizont gleic aderent (vezi planșa în culori, *N*). Un proces similar are loc pe suprafețele slab drenate de la baza versanților, unde există o tendință de acumulare a apei.

Pentru solurile de fîneață și pentru solurile semimlăștinoase s-a propus denumirea de *soluri humico-gleice*.

La mari altitudini, unde domină climatul de tundră alpină, apar soluri de pajiști alpine. Pe aceste soluri închise la culoare, cresc ierburi, rogozuri și alte plante.

Solurile intens lesivate ce s-au format pe suprafețe plane sau ușor înclinate, se numesc *planosoluri*. În aceste soluri orizonturile sînt anormal de groase datorită acțiunii lente de transport prin eroziune *. Planosolurile din regiunile cu climă umedă au un orizont argilos gros și compact. Cele din regiunile subumede au un asemenea orizont cimentat.

Solurile de tundră

Solurile de tundră arctică sînt atît de răspîndite (vezi planșa 3) încît le-am putea considera ca un tip zonal, alături de podzoluri, soluri argiloiluviale podzolite și podzolice, soluri argiloiluviale intens și profund debazificate și latosoluri, dar, deoarece sînt slab drenate, ele au fost uneori socotite intrazonale.

Condițiile de climă favorabile formării solurilor de tundră din nordul continentului sînt descrise în capitolul 17. Datorită iernilor lungi și foarte friguroase apa din sol îngheață o mare parte a anului. În aceste condiții alterarea chimică a mineralelor se

* Numai în acest caz: în general planosolurile au orizonturi *A* subțiri. — *N. red. rom.*

produce lent, materialul parental al solului constînd adesea din particule dezagregate mecanic. Ritmul lent de descompunere a vegetației duce la formarea unor mari cantități de humus brut și turbă. Solurile de tundră nu au profile simple, distinctive, ci se compun din strate subțiri de argilă nisipoasă și humus brut. La suprafață putem găsi un strat înțelenit de licheni, mușchi și plante ierboase.

În regiunile de tundră ale Siberiei și Americii de Nord este foarte răspîndit stratul veșnic înghețat sau *permafrostul* (vezi cap. 17). Sub sol se găsesc strate curioase, lenticulare, și pene verticale de gheață.

În Alaska centrală, mai ales pe văile Yukon-ului și Tananei apar soluri de culoare închisă care constituie marea grupă a *solurilor brune arctice* (vezi și planșa 3). Profilele acestor soluri prezintă un orizont A_1 gros, de culoare închisă și bogat în substanță organică. În orizonturile inferioare aceste soluri capătă culori brune mai deschise ajungînd la cenușiu în orizontul *C*. Se poate ca solurile brune arctice să-și fi avut originea într-un strat superficial de loess (praf fin adus de vînt).

Cernoziomurile

În cadrul solurilor zonale de regim climatic semiarid, tipurile de sol cele mai caracteristice și mai larg răspîndite sînt — cernoziomurile (pămînturi negre) (planșa în culori *G*). Profilul tipic de cernoziom pare a fi compus în esență din două strate. Imediat sub stratul înțelenit se află un strat negru, orizontul *A*, gros de 0,6—1 m și bogat în humus. În acest strat structura este grăunțoasă sau nuciformă. Orizontul *A* trece treptat într-un orizont *B* de culoare brună sau brun-gălbuie, iar apoi, printr-o netă linie de demarcație, în orizontul *C* de culoare deschisă. Ca și în solurile podzolice, în orizontul *B* se acumulează coloizi și baze prin migrare descendentă din orizontul *A*, dar, spre deosebire de podzoluri, cernoziomurile nu au un orizont A_2, eluvial *.

Cernoziomurile sînt bogate în calciu, care apare în cantități mari sub formă de carbonat de calciu acumulat în partea inferioară a orizontului *B* sau imediat sub acesta. S-a observat că cernoziomurile se formează în materiale parentale bogate în carbonat de calciu. Originea și răspîndirea cernoziomurilor au preocupat de mult timp pe pedologi. Cercetătorii sovietici mai ales s-au ocupat mult de cernoziomuri, deoarece acestea apar pe mari suprafețe în R.S.S. Ucraineană, în vestul, nordul și estul Mării Negre, înaintînd spre est sub forma unei zone largi de-a lungul paralelei 55° pînă în inima Asiei (planșa 3).

Cernoziomurile sînt importante și în S.U.A. și Canada, unde o zonă nord-sud ce pornește din Alberta și Saskatchewan, străbate Marile Cîmpii ale S.U.A. și ajunge pînă în centrul statului Texas. O regiune similară se găsește în Argentina. Alte areale cu cernoziomuri apar în Australia și nord-estul R.P. Chineze (planșa 3).

Încă de multă vreme se consideră clima ca factor determinant în formarea cernoziomurilor. O comparație a hărților climatice și de soluri arată că în cele două Americi și în Europa, cernoziomurile de latitudini medii apar pe latura vestică mai aridă a zonelor de climă continentală umedă, extinzîndu-se, pe măsură ce descrește latitudinea, în zonele cu climă de stepă de la latitudini medii. Ariditatea este deci în mod clar un factor determinant în formarea lor. Așezarea continentală a arealelor cu cernoziomuri implică existența unor veri foarte calde și a unor ierni friguroase. Perioadele de secetă, cu evaporare intensă, usucă solul, și pădurile nu se pot dezvolta. În locul lor, pe cernoziomuri cresc ierburile, care pot rezista la secetă și sînt tolerante la soluri cu săruri minerale în exces. Vegetația naturală a cernoziomurilor de latitudini medii o constituie preriile și pajiștile de stepă.

O caracteristică a cernoziomurilor de latitudini medii este prezența lor pe *loess* — praf purtat de vînt care s-a depus în mari cantități în perioada glaciară (vezi cap. 29). Deși cernoziomurile nu sînt limitate la aceste regiuni, textura și conținutul în carbonați ale loess-ului, ca și topografia cîmpiilor, au favorizat din plin dezvoltarea acestor soluri.

Din punct de vedere geografic, de maximă importanță este probabil productivitatea cernoziomurilor pentru culturile cerealiere — grîu, ovăz, orz și secară. Mari surplusuri de cereale sînt exportate din regiunile cu cernoziom ale S.U.A., Canadei, R.S.S. Ucrainene și Argentinei, fapt care a făcut ca aceste țări să fie numite grînarele lumii.

* Această descriere corespunde profilului de cernoziom levigat cu *B* argiloiluvial din clasificarea română, și nu unui cernoziom a cărui succesiune de orizonturi este de tipul *A — AC — C*. — *N. red. rom.*

Acolo unde pădurea invadează pajiştile de pe cernoziomuri se simte o oarecare influenţă a podzolirii * şi apare un slab orizont A_2 eluvial. Aceste soluri poartă numele de cernoziomuri degradate * *. Ele fac tranziţia spre solurile argiloiluviale podzolite şi ocupă o poziţie geografică adiacentă acestora. O regiune deosebit de mare cu cernoziomuri degradate se află în nord-vestul Mării Negre, întinzîndu-se din România (Cîmpia Dunării) pînă în sudul R.S.S. Ucraineană (planşa 3).

Solurile de prerie (bruniziomurile)

Dacă am privi harta solurilor am observa că între cernoziomurile şi solurile argiloiluviale podzolice şi podzolite din S.U.A. se află o zonă de *soluri de prerie (bruniziomuri)*. Aici cad 600—1 000 mm precipitaţii, cantitatea scăzînd considerabil de-a curmezişul zonei (fig. 16.10). Ca profil şi aspect general, această grupă de soluri seamănă cu cernoziomurile, deosebindu-se de acestea prin faptul că îi lipseşte excesul de carbonat de calciu (planşa în culori *F*). Solul de prerie este deci un tip de tranziţie între două clase principale de soluri: pedocal şi pedalfer.

Un deosebit interes s-a acordat în Statele Unite studiului originii preriilor cu ierburi înalte din valea superioară a fluviului Mississippi şi din statele din regiunea Marilor Cîmpii: Illinois, Iowa, Nebraska (est), Minnesota (sud), Missouri (nord) şi Kansas (est). Aici mari întinderi de teren erau fără păduri la venirea albilor. Deşi s-au dat multe explicaţii asupra originii preriilor, inclusiv posibilitatea despăduririi terenurilor prin ardere, se pare că un factor determinant în formarea lor a fost acela că solurile de prerie se usucă aproape complet în intervalul dintre ploile de vară pe o adîncime de pînă la 0,3 m, datorită uscăciunii şi temperaturii maselor de aer. Ierburile de prerie pot supravieţui în astfel de condiţii, dar pădurile de foioase, care mărginesc preriile spre răsărit, nu pot exista.

Solurile de prerie sînt foarte productive, îmbinînd fertilitatea cernoziomurilor cu un climat ceva mai umed. Cultura cea mai importantă pe aceste soluri este probabil porumbul. Zona cultivată cu porumb coincide practic cu zona solurilor de prerie, deşi prima se întinde azi spre răsărit pînă în arealul solurilor argiloiluviale podzolice şi podzolite din Indiana şi Ohio. Porumbul are nevoie în perioada de creştere nu numai de temperaturi ridicate ci şi de multă umezeală; aceasta este asigurată de furtunile de vară care alternează cu perioade secetoase şi foarte calde.

La sud de solurile de prerie se află pe teritoriul S.U.A. un mic areal cu soluri roşii de prerie, situat la sud de rîul Arkansas, în statele Kansas, Oklahoma şi Texas. Aceste soluri sînt în esenţă asemănătoare solurilor de prerie, avînd însă o culoare brun-roşcată. Pe ele creşte o vegetaţie de prerie.

Solurile castanii şi solurile brune

În partea aridă a zonei de cernoziom apar *soluri castanii* sau *soluri brun-închise*. Acestea ocupă stepele semiaride de latitudini medii din Asia şi America de Nord (vezi planşa 3). Profilul lor este în linii mari similar cernoziomului, dar conţine mai puţin humus şi, implicit, nu este atît de închis la culoare (vezi planşa în culori *H*). Structura solului tinde să fie prismatică în orizontul *B*.

Solurile castanii sînt fertile în condiţii de precipitaţii adecvate sau de irigare, dar se află într-o zonă marginală nesigură, în care alternează ani de secetă şi de precipitaţii suficiente. Învecinîndu-se cu marea zonă cerealieră a cernoziomurilor de pe Marile Cîmpii, fîşia de soluri castanii din S.U.A. îndeamnă la extinderea culturilor de grîu. În cazul folosirii unor tehnici speciale, care asigură păstrarea umidităţii din sol, în perioada cu ani umezi se pot obţine producţii mari în aceste zone marginale. Pe de altă parte, un şir de ani secetoşi poate provoca insuccese repetate aducînd sărăcie.

Înaintînd spre regiunile şi mai aride, observăm că solurile castanii fac loc solurilor brune, în general asemănătoare primelor, dar cu un conţinut mai redus de humus şi mai deschis colorate (fig. 19.3 şi planşa în culori *J*). În vestul Statelor Unite solurile brune ocupă unele bazine în Munţii Stîncoşi (statul Wyoming), pe piemontul Colorado şi unele suprafeţe pe platoul Colorado din statele Colorado, Utah, Arizona şi New Mexico.

Solurile brune sînt caracteristice stepelor de latitudini medii: pe ele cresc ierburi bune pentru păşunat. În condiţii de irigaţie ele sînt de asemenea productive pentru agricultură.

* În sens de lesivaj. — *N. red. rom.*
** În nomenclatura română cernoziomuri levigate podzolite. — *N. red. rom.*

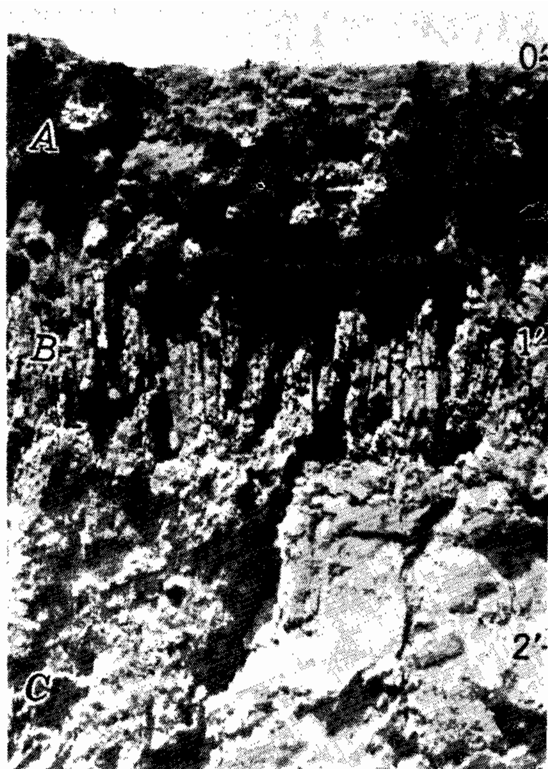


Fig. 19.3 **Profilul unui sol brun format pe loess, în statul Colorado. Orizontul** *B* **are o structură prismatică bine dezvoltată. Adîncimea exprimată în picioare (foto C. C. Nikiforof,** *U.S. Department of Agriculture).*

Solurile castaniu-roșcate și brun-roșcate

Larg răspîndite în regiunile tropicale și subtropicale semiaride și subumede sînt solurile de culoare brun-roșcată la suprafață și care în adîncime trec într-un subsol mai greu brun-roșcat sau roșu mat, iar apoi într-o zonă cu acumulare de carbonați. Acestea sînt *solurile castaniu-roșcate* și *brun-roșcate* (vezi planșa în culori *I*). Pe harta solurilor, ele sînt reprezentate împreună cu solurile roșii de prerie (vezi planșa 3).

Comparînd răspîndirea acestor soluri roșcate cu harta zonelor de climă și a vegetației naturale (planșele 2 și 4), rezultă că ele apar în regiuni de climă tropicală cu anotimp scurt și în stepele tropicale limitrofe. Ele ocupă de asemenea unele regiuni cu climă musonică din Asia și unele regiuni cu climă mediteraneană în Australia, Africa de Nord și Orientul Mijlociu. Vegetația asociată cu aceste soluri este foarte variată, fiind reprezentată prin prerii cu ierburi înalte, stepe cu ierburi scunde, savane umede și tufărișuri sau păduri musonice. Toate arealele cu soluri castaniu-roșcate și brun-roșcate se caracterizează printr-o ariditate pronunțată a climei, asociată cu un ciclu anual de secetă iarna (anotimp de soare jos) sau vara (anotimp de soare înalt). În unul din anotimpuri întîlnim temperaturi foarte ridicate ale aerului și un accentuat deficit de apă. În latitudine, aceste soluri roșcate au aceeași așezare ca și arealele de latosoluri și soluri lateritice, în care de altfel trec solurile roșcate în America Centrală și de Sud, în Africa, în sudul Asiei și în Australia.

Ariditatea ciclului climatic sezonier explică acumularea carbonatului de calciu — trăsătură caracteristică a solurilor pedocal — în straturile inferioare ale acestor soluri. Culoarea roșie trădează prezența unei mari cantități de sescvioxizi de fier, care se acumulează în condițiile de climă caldă, unde nu se produc mari cantități de acizi organici.

Solurile cenușii de deșert (sieroziomuri) și solurile roșii de deșert

Solurile deșerturilor tropicale și de latitudini medii se împart în două mari grupe, în funcție de culoare: *soluri cenușii de deșert (sieroziomuri)* și *soluri roșii de deșert.*

Solurile cenușii (sieroziomurile) sînt bine dezvoltate în statul Wyoming și în deșerturile Nevadei și Utah-ului de vest, ca și în sudul statelor Oregon și Idaho. Această din urmă regiune este uneori denumită Marele Bazin din cauza existenței unor sisteme de drenaj interior terminate în bazine de evaporare. Sieroziomurilor le corespunde clima de deșert a latitudinilor medii, dar se întind spre nord și în clima de stepă a latitudinilor medii.

Solurile cenușii de deșert conțin puțin humus datorită vegetației rare, constituită din pelin și smocuri de iarbă. Culoarea lor variază de la cenușiu la brun-cenușiu (vezi planșa în culori, *K*). În profilul solului există orizonturi, dar fiind slab dezvoltate, nu sînt distincte. Cantități foarte mari de carbonat de calciu apar la adîncimi de pînă la 0,3 m sub formă de crustă calcaroasă sau calișă — o acumulare de carbonat de calciu sau sulfat de calciu hidratat. Pe alocuri această depunere ia aspectul unui strat dur de rocă și poate chiar să reziste la eroziune, dînd naștere unor mici platforme *(mesa).* Pietrișul depus de rîuri este astfel adesea cimentat și transformat într-un conglomerat. Crusta

calcaroasă se formează în perioadele de uscăciune prelungită, cînd apa freatică se ridică lent spre suprafață prin atracție capilară și se evaporă, sărurile din apă precipitînd în sol.

În deșerturile tropicale mai aride și mai fierbinți întîlnim soluri roșii de deșert (vezi planșa 3). Culoarea acestora variază de la un cenușiu-roșcat pal pînă la un roșu intens (vezi planșa în culori *L*). Humusul este redus la minimum, aici neexistînd decît o vegetație săracă de arbuști de deșert. Activitatea vegetației ca factor pedogenetic, ca și activitatea animalelor, atinge punctul minim în solurile roșii de deșert. Culoarea acestora se datorează prezenței unor mici cantități de oxizi de fier. Orizonturile sînt slab dezvoltate; textura este adesea grosieră, cu numeroase fragmente de rocă parentală răspîndite în sol. Găsim și aici, ca și în solurile cenușii de deșert, acumulări de carbonat de calciu.

Solurile cenușii și roșii de deșert pot fi cultivate doar dacă au o textură fină, cum se întîmplă pe terasele aluviale ale rîurilor sau pe pantele externe ale conurilor aluviale. Irigațiile sînt indispensabile, apa putînd fi luată dintr-un rîu sau din fîntîni care pătrund pînă la rezervele freatice din conurile aluviale.

Altitudinea și solurile

Așa cum am arătat în capitolul 17, etajarea climatică din munți tinde să reproducă pe verticală climatele de pe glob, efectul creșterii altitudinii fiind foarte asemănător celui provocat de creșterea latitudinii. Întrucît clima este un factor determinant în formarea solurilor, ne putem aștepta ca și creșterea altitudinii să dea naștere unei serii de mari grupe de soluri. O astfel de serie este ilustrată de solurile din munții Bighorn (statul Wyoming) (fig. 19.4). Începînd cu soluri cenușii de deșert la înălțimea cea mai mică, seria continuă cu solurile zonale de climă uscată, trecînd în soluri de prerie și ajungînd la altitudini mari, la podzoluri.

Comparați aceste schimbări în altitudine cu figura 19.5, care schematizează schimbările de profil pe o linie imaginară ce ar traversa Statele Unite, pornind din deșertul sud-vestic, peste regiunea cîmpiilor înalte, pînă la Lacul Superior, în nord.

Solurile halomorfe (intrazonale)

În stepe și deșerturi evaporarea depășește de regulă cu mult precipitațiile. În aceste regiuni apar numeroase depresiuni care nu au legătură cu sisteme exterioare de drenaj. Aici produsele de alterare a rocii sînt aduse, în perioadele de inundații, de cursurile de apă intermitente și depuse pe fundul bazinului. Alături de argilă, praf și nisip, ele conțin săruri minerale dizolvate, care cristalizează pe măsura evaporării apei.

Bazinele extrem de netede ale lacurilor puțin adînci *(playa)* sînt adesea acoperite cu o pînză foarte subțire de apă ce se evaporă rapid, sărurile acumulîndu-se la suprafață. Multă lume cunoaște suprafețele acoperite cu cruste de sare ale Marelui Lac Sărat din statul Utah, pe care s-au stabilit numeroase recorduri automobilistice de viteză.

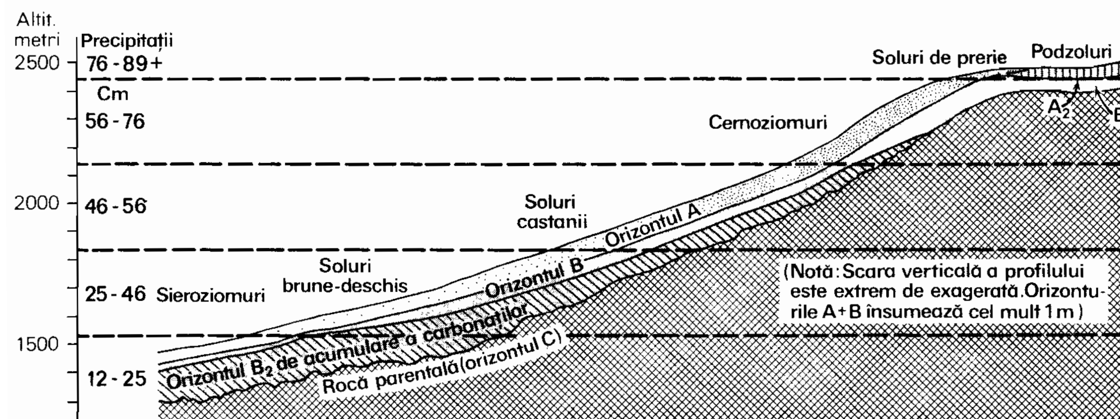


Fig. 19.4 Diagramă schematică arătînd succesiunea în altitudine a solurilor, de la clima de stepă uscată (stînga) pînă în regiunea cu climă umedă și răcoroasă (dreapta), pe versanții occidentali ai munților Bighorn (statul Wyoming) (după J. Thorp, 1931).

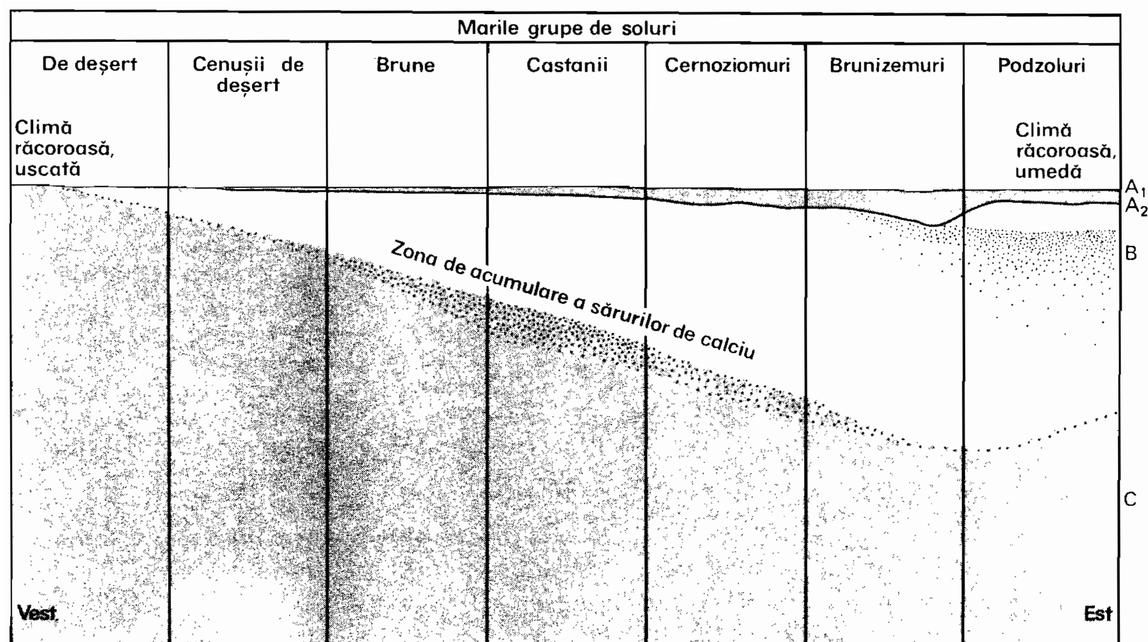


Fig. 19.5 Reprezentare schematică a relațiilor dintre profilele marilor grupe de soluri, urmărite dinspre zonele cu climă uscată spre cele cu climă umedă (după C. E. Millar, L. M. Turk, H. D. Foth, «Fundamentals of Soil Sciences», John Wiley and Sons, New York, 1958).

Sărurile întîlnite în diversele lacuri *playa* din sud-vestul Statelor Unite sînt carbonatul de sodiu (Na_2CO_3), boraxul ($Na_2B_4O_7$) carbonatul de calciu ($CaCO_3$), diverși sulfați (Na_2SO_4, $MgSO_4$, K_2SO_4), cloruri ($NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$) și altele. În centrul acestor lacuri, unde sărurile se depun într-un strat gros și pur, nu există sol în adevăratul sens al cuvîntului. Termenul de *sol halomorf* se aplică de fapt zonelor marginale, unde praful și argilele constituie o mare parte din masa solului.

Procesul pedogenetic ce contribuie la formarea solurilor halomorfe este salinizarea (cap. 18). S-au stabilit două grupuri principale de soluri halomorfe: soluri *saline (solonceacuri)* și soluri *alcalice (solonețuri)*. Solurile halomorfe sînt considerate intrazonale datorită răspîndirii lor limitate și condițiilor slabe de drenaj.

Solurile saline (solonceacuri sau *soluri alcalice albe*) conțin cloruri, sulfați, carbonați de sodiu, calciu, magneziu și potasiu. Ele au o culoare deschisă și prezintă orizonturi slab dezvoltate (vezi planșa în culori *O*). Deși există multe specii de plante adaptate la soluri saline, covorul vegetal este foarte rar. Plantele tolerante la săruri se numesc *halofite*. Printre aceste plante găsim ierburi, arbuști și unii copaci. Agricultura nu este posibilă pe solurile saline decît în condițiile unei irigații cu cantități mari de apă care să spele sărurile. Acest lucru s-a realizat pe teritorii întinse în sud-vestul S.U.A.

În a doua grupă principală de soluri halomorfe — solurile alcalice (solonețuri sau *soluri alcalice negre*), predomină sărurile de sodiu, mai ales carbonatul de sodiu (Na_2CO_3). Profilul solului se caracterizează prin prezența unui orizont columnar dur și de culoare închisă (fig. 18.4, B). Deși sărurile din solurile alcalice au proprietăți chimice oarecum diferite de cele ale sărurilor din solurile saline, ambele tipuri de sol apar în aceleași regiuni. Solurile alcalice ocupă arealele cu drenaj ceva mai bun decît solurile saline și ar putea să provină din acestea prin îndepărtarea sărurilor mai ușor solubile (desalinizare). Pe solurile alcalice se dezvoltă o vegetație de ierburi și arbuști cu specii deosebit de rezistente la alcalii.

Prin îmbunătățirea drenajului — fie prin intervenția omului, fie prin procese naturale — solonețul se transformă, după spălarea sărurilor, în *solodiu* — un sol halomorf cu un orizont de suprafață deschis la culoare și ușor acid și cu un orizont *B* de culoare închisă cu textură fină și structură columnară.

Solurile calcimorfe

Solurile calcimorfe alcătuiesc o altă clasă de soluri intrazonale. Ele sînt soluri cu caractere puternic influenţate de prezenţa unui material parental bogat în carbonaţi. În formarea acestor soluri predomină procesul de calcizare (introducere a calciului). Un exemplu important de soluri calcimorfe îl constituie *rendzinele*.

Rendzinele au orizonturi de suprafaţă negre sau cenuşii închise aşezate peste un material de culoare albă sau cenuşiu deschisă, foarte bogat în carbonaţi (planşa în culori *P*). Materialul parental al rendzinelor poate fi constituit din marnă (o argilă carbonatică), calcar moale sau cretă *, toate acestea fiind forme de carbonat de calciu. Profilul solului este considerat imatur. Vegetaţia naturală tipică este pajiştea, ceea ce face ca humusul să fie bine distribuit în orizonturile superioare, dînd solurilor o culoare închisă, ca la cernoziomuri.

Răspîndirea rendzinelor în Statele Unite este fragmentară; ele apar într-o serie de areale favorabile din punct de vedere geologic. Suprafeţe importante cu asemenea soluri se găsesc în preriile larg vălurite din centrul şi nord-estul statului Texas şi din partea central-sudică a statului Oklahoma (Blackland Prairie şi Grand Prairie). O altă regiune importantă este Black Belt în statele Alabama şi Mississippi — o arie depresionară în calcar. Aceste regiuni au o climă subtropicală umedă. Alte areale cu rendzine se întîlnesc pe platoul calcaros înalt din nord-vestul statului Arizona şi în climatul mediteranean din sudul Californiei.

Rendzinele cu climă subtropicală umedă sînt productive din punct de vedere agricol; pe ele se cultivă bumbac, porumb şi lucernă. Pe pajiştile mai aride se practică păşunatul şi, uneori, sistemul de agricultură « dry farming».

O nouă clasificare a solurilor

După publicarea clasificării solurilor din 1938, pedologii din Divizia de prospecţiuni pedologice a Ministerului Agriculturii al S.U.A. au desfăşurat o muncă intensă de revizuire şi modificare a acestui sistem, introducînd schimbări esenţiale în clasele de sol şi în nomenclatură. Pentru cei interesaţi, publicăm aici o prezentare generală a noului sistem, cunoscut sub numele de *A 7-a Aproximaţie*. Prezentarea a fost scrisă de dr. Roy W. Simonson, directorul Serviciului de clasificare şi corelare a solurilor din Divizia de prospecţiuni pedologice a Ministerului Agriculturii din S.U.A. (Biroul conservării solurilor). Redăm mai jos extrase din prezentare, cu permisiunea autorului şi a editurii *.

* Rendzinele se formează şi pe calcare mai dure decît cele menţionate de autor. — *N. red. rom.*

Istoria, scopul şi obiectivele fundamentale ale celei de a 7-a Aproximaţii

Întrucît nu poate fi mai bună decît starea de fapt din pedologie în momentul elaborării ei, orice schemă trebuie pînă la urmă modificată sau înlocuită. Acesta este singurul mod prin care datele noi sau înţelegerea mai bună a datelor existente se poate reflecta în clasificarea solurilor. Necesitatea modificării sau înlocuirii schemelor vechi a fost subliniată în cele cîteva rapoarte asupra activităţii în curs ce au fost prezentate la al 7-lea Congres internaţional de ştiinţa solului (1960).

Schema prezentată de pedologii americani la acest congres s-a elaborat în cîteva etape, pe o perioadă de mai mulţi ani. Pentru identificare, aceste etape au fost numerotate, etapa prezentată congresului din 1960 purtînd numele de a 7-a Aproximaţie a unui sistem comprehensiv de clasificare a solurilor**. Ea este în prezent verificată, aşa cum s-a procedat şi cu etapele anterioare, şi ne putem aştepta să survină unele modificări, care însă vor afecta amănuntele schemei mai degrabă decît structura ei generală. Este deci probabil că schema de clasificare pe care o reprezintă a 7-a Aproximaţie va fi adoptată, cu schimbări minore, în Statele Unite în următorii cîţiva ani.

Schema de clasificare a solurilor pe care o elaborăm acum în S.U.A. se deosebeşte de cele precedente elaborate în S.U.A. sau alte ţări prin cîteva trăsături importante. Această schemă reflectă evoluţia conceptului de sol însuşi. Ea se bazează pe concepţia că solul reprezintă un *continuum* pe suprafaţa uscatului, care poate fi subîmpărţit în clase în diferite moduri. Ea se bazează de asemenea pe efortul de a realiza definiţii mai cantitative decît pînă în prezent. Definiţiile claselor la fiecare nivel de categorie se exprimă prin proprietăţile ce pot fi observate sau măsurate. Acestea sînt deosebiri importante faţă de schemele precedente de clasificare a solurilor.

* Simonson, Roy W. *Soil Classification in the United States*, în «Science», *137:* 1027—1034, 1962. Copyright by the American Association for the Advancement of Science.

** Soil Survey Staff, *Soil Classification, A Comprehensive System — 7th Approximation*, U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C., 1960.

Obiectivele fundamentale ale schemei de clasificare sînt în esență aceleași ca și în cazul schemelor precedente, în ciuda abordării diferite a problemei. Schema trebuie în primul rînd să organizeze, să definească și să denumească clasele din categoria cea mai de jos, și să grupeze aceste clase în clase progresiv mai mari din categoriile superioare, oferind denumiri pentru aceste clase. Scopul ei general este de a înlesni memorarea caracteristicilor solurilor, de a scoate în relief relațiile dintre soluri ca și dintre soluri și alte elemente înconjurătoare, și de a furniza o bază pentru elaborarea unor principii de geneză și comportament ale solurilor, cu valoare de previziune.

Conceptul de pedon

Calea urmată pentru rezolvarea acestei probleme în cea de a 7-a Aproximație diferă de cele precedente în cîteva privințe. Se încearcă astfel definirea unui mic volum de sol ca entitate fundamentală, pentru care s-a propus termenul de *pedon*. Pedonul urmează a fi un termen generic desemnînd mici volume de sol, fiecare dintre acestea suficient de mare pentru a permite studiul orizonturilor și al relațiilor dintre acestea în cadrul profilului și avînd o secțiune transversală laterală aproximativ circulară de 1 pînă la 10 m pătrați.

O grupă de pedoni contigui aparținînd unei singure clase din categoria cea mai de jos a celei de a 7-a Aproximație (seria de soluri) se numește „soil individual". După elaborarea monografiei, s-a apreciat că ar fi util un alt termen care să denumească asemenea grupe de pedoni contigui. În acest scop s-a propus termenul de *polipedon*. Polipedonul este definit ca o grupă de pedoni contigui din continuum-ul de sol, cu caracteristici cuprinse în limitele unei singure clase de soluri.

Categoriile noului sistem

Ca și alte scheme elaborate anterior în Statele Unite, a 7-a Aproximație este un sistem cu categorii multiple. Schema conține șase categorii denumite, de sus în jos, *ordine*, *subordine*, *mari grupe*, *subgrupe*, *familii* și *serii*. Dintre acestea, seria de soluri este de mult timp utilizată în S.U.A. Conceptul respectiv s-a modificat în decursul vremii, dar nici o altă schimbare nu este prevăzută în cea de a 7-a Aproximație. În contrast cu seria de soluri, celelalte categorii ale schemei nu corespund exact ca nivel de generalizare după cît știm, cu nici o categorie folosită pînă acum. Categoria „subordin" din a 7-a Aproximație se apropie ca nivel de abstractizare de marea grupă de soluri — categorie folosită curent în S.U.A. — dar cele două noțiuni nu sînt pe deplin echivalente.

O anumită indicație asupra variației proprietăților permisă în interiorul claselor ne-o dă numărul de clase cuprinse în categorii. A 7-a Aproximație prevede un număr de 10 clase în categoria „ordin". Numerele (rotunjite) de clase cuprinse în celelalte categorii sînt după cum urmează: subordine — 40; mari grupe — 120; subgrupe — 400; familii — 1500; serii — 7000. Trebuie să menționăm că totalurile celor trei categorii inferioare includ numai solurile din S.U.A. Aceste totaluri ar fi fost considerabil mai mari dacă am fi inclus și solurile altor continente. Pe de altă parte, numărul total al ordinelor, subordinelor și marilor grupe va rămîne probabil aproape neschimbat, chiar dacă schema ar fi aplicată nu numai în S.U.A., ci și pe întregul glob. Deși s-ar putea ca acest țel să nu fi fost atins, a fost în intenția noastră să prevedem în schemă locuri pentru toate solurile cunoscute din lume. Este posibil ca, în elaborarea schemei, să fi scăpat solurile necunoscute autorilor sistemului. Se admite de asemenea că modificarea sau chiar înlocuirea schemei ar putea deveni necesară pe măsura sporirii cunoștințelor noastre despre soluri.

Clasele cuprinse în diferitele categorii ale celei de a 7-a Aproximații au fost definite sub aspectul morfologiei și compoziției solurilor, adică sub aspectul caracteristicilor propriu-zise ale solului. În plus, s-a încercat ca în limita datelor existente, definițiile să fie cît mai cantitative posibil.

Nomenclatura

Nomenclatura propusă în cea de a 7-a Aproximație prezintă o deosebire majoră față de practica din trecut în clasificarea solurilor. Se propune o nouă nomenclatură pentru clasele cuprinse în cele 4 categorii superioare. Denumirile sugerate pentru clasele din categoriile ordin, subordin, mare grupă și subgrupă sînt termeni formați pe baza unei ample folosiri a rădăcinilor latine și grecești. Denumirile sînt distinctive pentru clasele din fiecare categorie, astfel încît o denumire indică prin ea însăși categoria de care ține o anumită clasă. Mai mult, denumirile sînt astfel alcătuite încît pentru fiecare subgrupă să poată fi identificate, pe baza numelui, marea grupă, subordinul și ordinul din care face parte.

În elaborarea acestei nomenclaturi s-au urmărit mai multe obiective. S-au depus eforturi pentru găsirea unor nume distinctive și ușor de memorat, care să sugereze cîteva caracteristici ale solurilor din fiecare clasă, să permită identificarea nivelului categoriei de care ține o clasă, să corespundă spiritului limbii și să ofere forme convenabile atît pentru substantive cît și pentru adjective. Încercarea de a atinge dintr-o dată toate aceste țeluri este ambițioasă și nu s-a putut atinge scopul în absolut toate cazurile. Nu este deci surprinzător faptul că au fost găsite deja defecte în nomenclatura propusă. După toate probabilitățile, se vor mai descoperi și altele. Sperăm totuși că nomenclatura poate fi amendată în urma examinării ei de un grup mai numeros de savanți decît cel care a elaborat-o.

Cele zece ordine

Denumirile celor zece ordine se compun din trei sau patru silabe, fiecare denumire terminîndu-se cu sufixul *sol*. Denumirile celor zece ordine sînt: „entisoluri", „vertisoluri", „inceptisoluri", „aridisoluri", „mollisoluri", „spodosoluri", „alfisoluri", „ultisoluri", „oxisoluri" și „histosoluri".

Cele zece ordine se diferențiază pe baza unuia sau a mai multora dintre următoarele caractere: compoziția brută, gradul de orizontare, prezența sau absența anumitor orizonturi și un indice combinat de alterare și alterabilitate a mineralelor. Considerăm că trăsăturile folosite pentru separarea ordinelor oglindesc deosebiri esențiale în ceea ce privește diferențierea orizonturilor și stadiile la care s-a ajuns în această diferențiere. Cu alte cuvinte, intenția a fost să se aleagă ca trăsături distinctive proprietăți ce reflectă deosebiri principale în procesul de geneză a solurilor. Cît de reușită a fost această alegere nu se va putea ști decît după ce schema va fi fost în uz o perioadă de timp.

Baza pe care s-a făcut diferențierea celor zece ordine poate fi înțeleasă mai ușor dacă va fi ilustrată prin exemple. Nu vor fi date aici definiții complete ale ordinelor, ci vor fi schițate pe scurt principalele trăsături distinctive ale histosolurilor, entisolurilor, mollisolurilor și spodosolurilor.

Histosolurile sînt soluri organice, în mare parte cunoscute sub denumirile de turbe și „muck"*. Ele se disting de solurile din celelalte nouă ordine prin anumite deosebiri de compoziție brută: histosolurile conțin o mare cantitate de substanță organică (20% sau mai mult). Echilibrul proceselor de diferențiere a orizonturilor în soluri atît de bogate în substanță organică este foarte diferit de cel din solurile cu o compoziție predominant minerală.

Entisolurile sînt soluri minerale cu orizontare slabă, cunoscute mai ales ca litosoluri, regosoluri și soluri aluviale. Profilul entisolurilor prezintă orizonturi puține și slab dezvoltate. Aceste soluri se află în primele stadii de diferențiere a orizonturilor. Unele se formează în regolite, alcătuite din minerale foarte rezistente la alterare; altele, în areale unde aportul de materiale împiedică diferențierea orizonturilor; altele, în sfîrșit, în areale unde îndepărtarea materialului prin eroziune ține pasul cu diferențierea orizonturilor.

Mollisolurile sînt soluri minerale caracterizate prin prezența unui *epipedon* mollic. Acesta este un strat de suprafață de grosime apreciabilă, de culoare închisă, friabil, cu un grad de saturație în baze ridicat și relativ bogat în materie organică. Epipedonul pentru a fi mollic, trebuie să îndeplinească condițiile minime de grosime, culoare, saturație în baze, conținut în substanță organică și consistență. Spre deosebire de histosoluri și entisoluri, mollisolurile tind să apară în anumite zone geografice. Solurile de acest fel predomină in S.U.A. în Marile Cîmpii și în Corn Belt (zona de cultură a porumbului). Aproape toate mollisolurile s-au format sub o vegetație ierboasă în clime semiaride pînă la subumede. Ele includ cernoziomurile, studiate acum aproape un secol de Dokuceaev în Rusia.

*Material organic fin, bine descompus și humificat. — *N. red. rom.*

Spodosolurile sînt soluri minerale caracterizate prin prezența unui orizont spodic. Acesta este un orizont situat sub suprafață, de acumulare iluvială a humusului, adesea asociată cu o acumulare a fierului sau a aluminiului. Orizontul spodic este echivalent cu orizontul *B* al podzolurilor din America de Nord și Europa occidentală. Ca și mollisolurile, spodosolurile tind să se asocieze cu anumite tipuri de climă și vegetație. Aceste soluri apar de regulă în regiuni umede răcoroase, formîndu-se mai ales sub păduri de conifere sau sub o asociație de plante în care domină ericaceele. Spodosolurile apar frecvent în estul Canadei, în Noua Anglie și în regiunea Marilor Lacuri, ca și în zona de taiga a U.R.S.S. Aceste soluri au adesea orizonturi foarte contrastante în profil, acesta fiind probabil motivul pentru care s-au aflat printre primele soluri atent studiate.

Subordinele

Orientarea fundamentală în definirea ordinelor este aceeași și la nivelul categoriilor de subordin și mare grupă, deși criteriile nu mai sînt furnizate de aceleași caracteristici. S-au introdus caractere suplimentare ale solului pentru diferențierea claselor la fiecare nivel.

Caracteristicile folosite în diferențierea subordinelor în cadrul ordinelor sînt: regimul hidric, temperatura, mineralogia și anumite orizonturi specifice. În opt din cele zece ordine, unul din subordine este definit prin indici morfologici care atestă o umiditate accentuată în profil. În două ordine există cîte o pereche de subordine diferențiate mai ales pe baza temperaturii solului. Mineralogia solului — de pildă un conținut foarte ridicat de cuarț, dominanța allofanelor sau prezența unor cantități mari de carbonat de calciu — constituie criterii pentru diferențierea a cel puțin cîte unui subordin în patru din cele zece ordine. Cel puțin un subordin din cadrul a cinci ordine este separat în funcție de prezența unui orizont argilic, unui orizont cambic sau pătrunderea în limbi a unui orizont albic într-un orizont argilic.

Numele fiecărui subordin este un termen de regulă bisilabic; fiecare denumire se compune dintr-un prefix cu conotație specifică la care se adaugă o silabă provenită din numele ordinului din care face parte subordinul. În alcătuirea denumirilor de subordine se folosesc ca prefixe 14 elemente formative. Astfel, de exemplu, subordinele din ordinul entisolurilor au fost denumite „aquent-uri" „ustent-uri" și „udent-uri"*.

* Ulterior au fost definite cinci subordine în cadrul acestui ordin: aquent-uri, arent-uri, fluvent-uri, orthent-uri și psamment-uri. — *N. red. rom.*

Marile grupe

Pentru diferențierea marilor grupe în cadrul subordinelor se folosesc aceleași criterii ca și pentru separarea subordinelor în cadrul ordinelor. Marile grupe se disting în cadrul subordinului prin prezența sau absența orizonturilor caracteristice sau a altor trăsături, prin apariția unor orizonturi străine de succesiunea cerută de subordin și prin temperatură. Limitele de variație a caracterelor diagnostice în clasele individuale a fost redusă treptat coborînd de la ordin spre subordin și apoi spre marea grupă. Astfel, solurile dintr-o mare grupă sînt mai omogene ca trăsături decît solurile claselor din categoriile superioare. În fiecare mare grupă solurile au aceleași orizonturi în aceeași succesiune în cadrul pedonilor, cu excepția orizonturilor de suprafață, care pot fi distruse prin cultură sau eroziune.

Orientarea urmată în definirea subgrupelor se deosebește de cea întîlnită în definirea claselor din categoriile superioare. Așa cum s-a arătat mai sus, se definește mai întîi o subgrupă tipică pentru fiecare mare grupă, indicată prin termenul *orthic** așezat în fața numelui marii grupe. Această subgrupă este expresia medie a caracteristicilor distinctive ale marii grupe. În afară de subgrupa orthică se mai stabilesc și subgrupe de tranziție sau exterioare. Subgrupele de tranziție au unele caracteristici distinctive pentru o altă mare grupă din cadrul aceluiași ordin, sau dintr-un ordin diferit. Subgrupele exterioare au anumite proprietăți care nu sînt distinctive pentru nici una din marile grupe cunoscute. În ambele feluri de subgrupe, totuși, solurile sînt mai asemănătoare subgrupei orthice sau centrale a marii grupe de care aparțin, decît oricărui alt fel de sol cunoscut. Stabilirea subgrupelor orthice ca și a celor de tranziție și exterioare este un mod de a admite că învelișul de sol formează un continuum, în care schimbările sînt mai degrabă treptate decît abrupte.

S-a menționat că familia și seria sînt cele două categorii inferioare în a 7-a Aproximație. Se lucrează încă la alegerea unor criterii corespunzătoare pentru diferențierea familiilor în cadrul subgrupelor. Mai sînt unele greutăți de învins înainte ca seriile de sol cunoscute din S.U.A. să poată fi grupate în familii pe o bază uniformă**.

* Acest termen a fost înlocuit ulterior prin cel de „tipic". — *N. red rom.*

** În prezent, au fost fixate și criteriile pe baza cărora se clasifică solurile la nivel de familie și serie. — *N. red. rom.*

Capitolul 20
Structura și mediul ambiant al vegetației

VEGETAŢIA CARE CREŞTE PE suprafeţele de uscat ale globului este de primă importanţă pentru geograf. Ca elemente staţionare cu proprietăţi fizice distinctive, plantele sînt constituente ale peisajului, la fel ca formele de relief, solurile sau apele. Faptul că aspectele morfologice ale plantelor şi ale grupărilor de plante variază în mod sistematic cu latitudinea, altitudinea şi poziţia pe continente, stîrneşte interesul geografului, îl determină să cerceteze mai atent corelaţiile dintre vegetaţie, soluri, relief şi climă. Plantele formează surse de hrană, de combustibil, din ele se poate confecţiona îmbrăcăminte, oferă adăpost şi multe alte lucruri necesare vieţii, formînd astfel o mare bogăţie naturală indispensabilă activităţii umane. Modul în care omul a folosit această bogăţie în avantajul său — sau a fost stînjenit de suprafeţele acoperite cu vegetaţie — de-a lungul istoriei civilizaţiei — formează o parte esenţială a geografiei istorice. În legătură cu dezvoltarea şi gospodărirea actuală şi viitoare a resurselor vegetale există numeroase studii de geografie economică.

În lucrarea de faţă interesul nostru se concentrează asupra *vegetaţiei naturale*, adică a acelei vegetaţii care se dezvoltă fără vreun amestec deosebit din partea omului. Activitatea complexă pe care o presupune prezenţa omului — practica agriculturii, creşterea vitelor, silvicultura, dezvoltarea fenomenului de urbanizare — a determinat ca pe o suprafaţă considerabilă a uscatului vegetaţia naturală să dispară. Cu toate acestea, studiind insulele de vegetaţie ce s-au mai păstrat ca şi documentele istorice, specialistul în fitogeografie poate obţine anumite indicaţii în vederea cartării marilor unităţi de vegetaţie naturală (vezi cap. 21). Hărţile de acest fel înfăţişează posibilităţile de refacere a vegetaţiei într-un număr de ani, cu condiţia ca omul să nu mai intervină în evoluţia ei.

Abordare floristică sau structurală?

Gama subiectelor tratate aici este foarte limitată din punctul de vedere al botanicii sau chiar al geografiei plantelor ca disciplină specializată a acesteia. În prezenta lucrare nu urmărim o abordare floristică, adică o abordare sub aspectul *florei*. Pentru a descrie flora unei regiuni ar trebui să întocmim o listă a speciilor de plante ce cresc în acea regiune. Dar un asemenea inventar ne-ar spune prea puţin despre abundenţa relativă

a acestor specii, despre morfologia lor, despre dispunerea lor caracteristică în spațiu ca elemente ale peisajului.

Desigur, acolo unde arborii dintr-o pădure reprezintă speciile dominante, este de dorit să indicăm aceste specii și să denumim pădurea în funcție de ele. De pildă, pe platourile din statele Arizona și Utah găsim regiuni împădurite aproape exclusiv cu pini piñon *(Pinus edulis)* și ienuperi *(Juniperus utahensis)*. Cunoscînd caracteristicile morfologice, ramificația și tipul de frunze ale acestor specii ne putem forma o imagine clară asupra structurii acestor păduri. Descrieri succinte prin mijloace floristice nu pot fi aplicate pădurii ecuatoriale, compusă din zeci de specii diferite. În acest caz, pădurea trebuie descrisă în funcție de structura ei, adică în funcție de modul în care sînt formate și răspîndite în spațiu părțile vii ale plantelor. În linii mari, metoda structurală s-a dovedit a fi cea mai utilă în clasificarea vegetației naturale de pe glob.

Bioclimatologia și ecologia

În studiul nostru de geografia plantelor nu ne vom ocupa de aspectele paleogeografice, adică de evoluția plantelor, de răspîndirea acestora sau de momentul dispariției lor de-a lungul perioadelor geologice. Vom manifesta, în schimb, un interes deosebit pentru aspectele *bioclimatologice* ale geografiei plantelor, care pe baza cunoașterii elementelor de climă și a distribuției acestor elemente poate face considerații asupra reacției plantelor la lumină, căldură și umiditate. Dacă dorim, în cadrul unui studiu de bioclimatologie ne putem restrînge observațiile la urmărirea unei singure specii față de un singur agent meteorologic.

O abordare total diferită a problemei relațiilor unei plante cu mediul ambiant ar fi să examinăm împreună toate organismele — vegetale și animale — care trăiesc într-un loc, la un moment dat, în raport cu mediul lor înconjurător și cu adaptarea acestora atît la mediu, cît și la asociația în care trăiesc. Un asemenea sistem dinamic integral poartă numele de *ecosistem*, cu studiul ecosistemelor ocupîndu-se *ecologia vegetală*. Ecosistemul reprezintă folosirea combinată de către plante și animale a resurselor mediului dintr-un anumit loc și la un anumit moment. Aerul, apa, substanțele nutritive, căldura și lumina sînt utilizate în diverse moduri, transformate, înmagazinate și readuse în stare minerală (fără viață).

Biosfera și diviziunile ei

Pentru a stabili locul unităților de vegetație naturală în tabloul vieții pe Pămînt, trebuie să începem cu sistemul cel mai cuprinzător, *biosfera*, care cuprinde învelișul organic și anorganic al scoarței Pămîntului, favorabil vieții într-o formă sau alta. La rîndul ei, biosfera poate fi împărțită în trei diviziuni care presupun condiții diferite de mediu *(biocicluri): apa sărată* (oceane, mări), *apa dulce* (ape curgătoare și stătătoare) și *uscatul* (solul și aerul ce vine în contact cu el). Pentru noi prezintă cel mai mare interes biociclul uscatului, deși geograful poate face investigații și în celelalte două biocicluri.

Uscatul cuprinde mai multe sisteme ecologice de dimensiuni și complexitate din ce în ce mai reduse, redate schematic în figura 21.1, *A*. Acest biociclu cuprinde patru mari *biohore* sau clase de vegetație: *pădurile, savanele, fînețele (pajiști)* și *deșerturile* (vezi fig. 21.1). Clasele de vegetație se diferențiază prin structura grupărilor vegetale și reprezintă reacția fundamentală a vegetației la influențele climatice de pe glob, mai ales sub raportul umezelii disponibile (precipitații și evaporare), dar și sub raportul luminii, căldurii și al vînturilor. Cele patru biohore includ sisteme prea mari ca întindere și presupun o variație prea amplă în cadrul fiecărei biohore pentru a putea fi folosite în cartarea vegetației globului. De aceea biohorele *cuprind clase de formație* — 15 pînă la 20, sau mai multe la număr, în funcție de sistemul de clasificare utilizat. Există astfel cîteva tipuri distincte de păduri (de exemplu, pădure umedă, pădure cu frunze căzătoare și pădure cu frunze semperviriente aciculare), fiecare dintre ele reacționînd specific la regimul climatic ambiant. Definițiile unor termeni ca „pădure", „pădure rară" și „fîneață" se găsesc în capitolul 21, în care vom discuta formațiile vegetale individuale. Biohorele și formațiile lor se diferențiază pe baza structurii plantelor și nu a speciilor vegetale, ceea ce înseamnă că avem de a face cu o clasificare structurală și nu cu una floristică.

Habitate și fitocenoze

Așa cum știm cu toții pe baza observațiilor proprii, vegetația este puternic influențată de formele de relief și de sol. Vegetația unei regiuni de platou în condițiile unui teren cu pătură groasă de sol și cu

pantă moderată, situat la altitudine relativ mare, este foarte diferită de cea care crește pe fundul unei văi din apropiere, unde apa freatică se află aproape de suprafață cea mai mare perioadă a anului. Foarte diferită ca formă apare și vegetația din zona crestelor stîncoase sau a versanților abrupți, unde apa este drenată rapid, iar pătura de sol subțire adesea inexistentă.

Prin urmare, în cadrul fiecărei regiuni pe care o corelăm cu o anumită formație vegetală există de fapt un mozaic de unități mai mici, care pun în evidență deosebirile de pantă, înălțime și tip de sol. Aceste subdiviziuni (subsisteme) anorganice din componența ecosistemului poartă numele de *habitate* (fig. 20.1, *B*). În exemplul nostru pădurea canadiană cu frunze aciculare (clasă de formație) cuprinde cel puțin șase habitate: regiune muntoasă, de mlaștină, de luncă, deal, versant abrupt și dună activă. Poziția pe care o ocupă fiecare habitat și mărimea suprafeței sale depind într-o măsură apreciabilă de evoluția regiunii (de exemplu de modul în care au acționat procesele de eroziune și de acumulare în modelarea reliefului). Configurația reliefului mai poate fi explicată și prin reconstituirea istoriei geologice străvechi, cînd au luat naștere diferitele tipuri de roci (slabe și rezistente). În partea finală a prezentei lucrări va fi rezervat un spațiu mai amplu evoluției formelor de relief.

Strîns asociată cu influența reliefului asupra habitatului apare răspîndirea apei în sol și în roci (subiect pe care, de asemenea, îl vom aborda mai tîrziu). În sfîrșit, fiecare habitat are un tip de sol caracteristic, determinat nu numai de condițiile de pantă și de umiditate, ci și de vegetația însăși.

Habitate învecinate pot prezenta structuri vegetale foarte diferite, născîndu-se astfel întrebarea: ce habitat să alegem pentru a denumi clasa de formație. În acest scop se ia de regulă, ca punct de referință habitatul regiunii de platou cu suprafață bine drenată, pante moderate și sol bine diferențiat. Atunci cînd numim și descriem o clasă de formație ne referim prin urmare la structura vegetației întîlnite în habitatul de regiune muntoasă (fig. 21.1, *C*).

În cadrul unui habitat vom întîlni o unitate și mai mică a ecosistemului — *fitocenoza* — compusă din procente relativ stabile de organisme vegetale care sînt mai mult sau mai puțin interdependente și care folosesc resursele respectivului habitat, astfel încît să mențină habitatul sau să îl modifice. Nu putem stabili limite și dimensiuni specifice pentru fitocenoze, întrucît aceste elemente depind de variația habitatelor. Într-o anumită fitocenoză putem recunoaște o structură distinctivă a vegetației și o compoziție floristică ce poate părea mai mult sau mai puțin stabilă, putîndu-se schimba treptat cu timpul.

Descrierea structurală a vegetației

Dacă dorim să descriem vegetația în funcție de structura ei, adică în funcție de aspectele morfologice și formele biologice trebuie să stabilim mai multe categorii de informații, fiecare constituind un element esențial în descrierea vegetației. Sistemul Dansereau conține șase asemenea categorii *, care se referă la forma de creștere a plantelor (sau forma biologică), dimensiunea și stratificarea lor, gradul de acoperire al terenului, durata ciclului vital, forma și mărimea frunzelor lor.

1. ***Forma biologică.*** Plantele pot fi clasificate în funcție de forma lor biologică. Primele două forme, *arborii* și *arbuștii*, sînt plante lemnoase care cresc în poziție verticală (fig. 20.2). Cuvîntul „arbore“ indică o plantă lemnoasă perenă, cu un trunchi vertical (adesea cu cîteva ramuri în partea inferioară), ramificată în partea superioară sub forma unei coroane care, la indivizii maturi, contribuie la alcătuirea unuia dintre straturile superioare ale vegetației. Cuvîntul „arbust“ indică o plantă lemnoasă perenă, puțin înaltă, cu mai multe tulpini ramificate de la suprafața solului și la care nu se poate distinge un trunchi și o coroană (fig. 20.3). Urmează apoi *lianele*, plante agățătoare lemnoase care se urcă pe arbori (fig. 20.4). Acestea se pot înălța pe plante mature sau se pot ridica odată cu creșterea arborilor tineri de care s-au atașat. Deși termenul de „liană“ se asociază îndeobște cu plantele agățătoare lemnoase din pădurile tropicale, el poate fi de asemenea utilizat cu referire la plante similare din pădurile de zonă temperată, ca de pildă iedera și vița sălbatică. Ceea ce se poate observa, prin urmare, este că formele biologice pot intersecta clasele taxonomice ale lumii vegetale. De pildă, palmierii și ferigile arborescente au un

* PIERRE, DANSEREAU, *Biogeography, an ecological perspective*, The Ronald Press Co., New York, 1957.

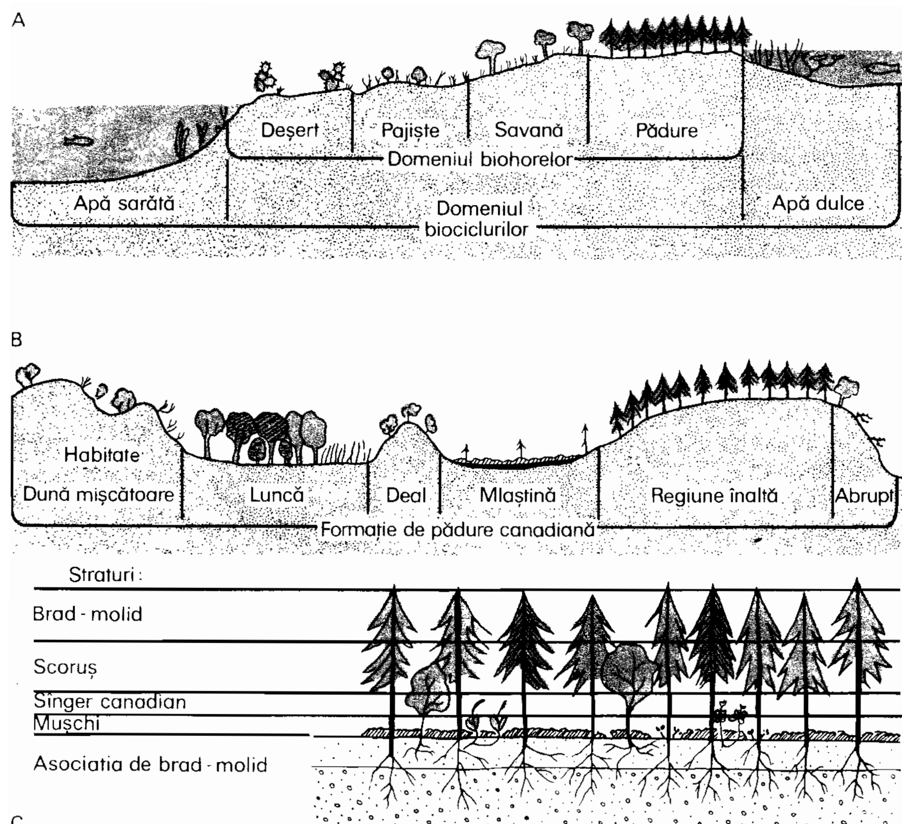


Fig. 20.1 Dimensiunile mediului ambiant. ***A*****, Biociclurile şi biohorele;** ***B*****, Habitatele unei formaţii de pădure canadiană;** ***C*****, Detaliu din asociaţia molid-brad de altitudine (după Pierre Dansereau, « Ecology », vol. 32, 1951).**

aspect foarte asemănător deşi aparţin unor ordine cu totul diferite.

Cea de a patra formă biologică este reprezentată de *ierburi*. Sînt de regulă plante mici, delicate, fără tulpină lemnoasă. Ele prezintă o mare varietate de forme şi structuri ale frunzelor, cuprinzînd plante anuale şi plante perene, plante cu frunze late şi înguste. Plantele lemnoase numai la bază, în general cu frunze late, se numesc *subarbuşti*, spre deosebire de graminee, care sînt ierboase şi cu frunzele de obicei înguste. Pentru această formă biologică folosim adjectivul *ierbaceu*. Stratul ierbos ocupă în mod normal o poziţie inferioară în asociaţiile vegetale stratificate. Şi mai mici, aflate într-o strînsă legătură cu solul sau ataşate de trunchiurile copacilor, sînt *brioidele*, o formă biologică ce-şi derivă numele din încrengătura *Bryophyta* care cuprinde muşchii şi hepaticele.

În sfîrşit, printre formele biologice se mai află şi *epifitele* — plante verzi care se fixează pe alte plante, trăind astfel deasupra solului, fără nici un contact cu acesta. Cunoaştem cu toţii orhideele tropicale care cresc la înălţime pe trunchiurile arborilor, de unde şi denumirea lor de „plante aeriene". Şi ferigile sînt adesea plante epifite.

Lista de mai sus nu cuprinde formele vegetale inferioare, grupate sub denumirea de talofite: bacteriile, algele, ciupercile şi lichenii, plante lipsite de rădăcini, tulpini şi frunze propriu-zise. Lichenii, forme vegetale constituite din alge şi ciuperci ce trăiesc într-o structură unică, sînt incluşi în stratul brioidelor. Lichenii se dezvoltă sub forma unor învelişuri sau cruste tari, coriacee, sau ca formaţiuni asemănătoare frunzelor, fixaţi pe roci şi trunchiuri de arbori (fig. 20.5). În zonele arctice şi alpine, lichenii cresc din abundenţă, predominînd în lipsa aproape totală a altor forme vegetale.

2. ***Dimensiuni şi stratificare.*** Fiecare dintre formele biologice descrise mai sus poate fi clasificată după dimensiuni. Cuvintele „înalt", „mijlociu" şi „scund" pot avea

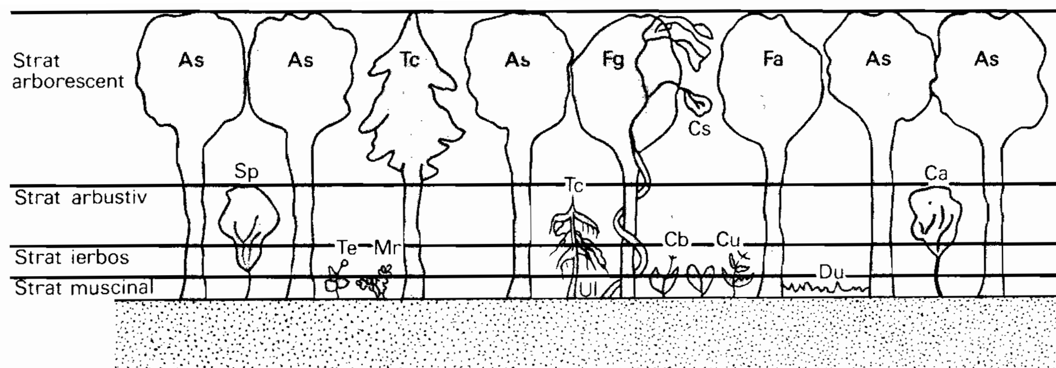


Fig. 20.2 Reprezentare schematică a formelor biologice dintr-o pădure de fag — arțar — tsuga. Stratul arborescent este alcătuit din arțar de zahăr *(As)*, **frasin** *(Fa)*, **fag** *(Tc)*, **incluzînd și o liană** *(Cs)*. **Stratul arbustiv cuprinde soc** *(Sp)*, **corn** *(Ca)* **și o tsugă tînără** *(Tc)*. **Pe tsugă crește o epifită** *(Ul)*. **Plantele desemnate prin indicativele** *Te*, *Mr*, *Cb* **și** *Cu* **formează stratul ierbos. Stratul inferior se compune din mușchi** *(Du)* (după Pierre Dansereau, **« Ecology », vol. 32, 1951).**

limite bine definite pentru fiecare formă biologică. De exemplu, un arbore de peste 25 m este „înalt", între 10—25 m este „mijlociu", iar între 8 și 10 m este „scund". Pentru formele biologice mai mici se stabilesc limite diferite (tabelul 20.1). Această standardizare a dimensiunilor permite specialistului în geografia plantelor să facă descrieri precise ale plantelor. Standardizarea poate fi împinsă și mai departe prin stabilirea limitelor de înălțime pentru mai multe straturi, numerotate succesiv pornind de la nivelul solului (tabelul 20.1).

3. *Gradul de acoperire.* Gradul în care frunzișul plantelor (coroana) individuale dintr-o anumită formă biologică acoperă terenul de sub ele se numește *grad de acoperire*. Această caracteristică poate fi definită prin patru termeni: nul (zero) sau foarte rar; discontinuu; în pîlcuri sau grupuri; și continuu. De exemplu, arborii pot alcătui o acoperire discontinuă, iar stratul de ierburi una continuă, sau viceversa.

4. *Durata ciclului vital.* De importanță esențială în clasificarea formelor vegetației naturale este reacția frunzișului la ciclul climatic anual. Plantele *cu frunze căzătoare* pierd frunzele și intră în repaus în anotimpul nefavorabil, care este fie prea rece, fie prea uscat pentru creștere. Plantele *veșnic verzi* (sempervirente) au frunziș verde tot timpul anului, deși în unele cazuri ele pot intra într-o stare apropiată de starea de repaus, în anotimpul rece sau uscat. În zonele cu climat uniform (umed și cald tot timpul anului) aceste plante veșnic verzi se dezvoltă continuu. O a treia categorie, *plantele semicaduce* își pierd frunzele la intervale neconcordante cu un anumit anotimp. Într-o astfel de pădure nu se întîmplă niciodată ca toți arborii să fie defoliați. O a patra clasă o constituie plantele *suculente — veșnic verzi*, plante cu frunze cărnoase și foarte groase, care își păstrează frunzișul tot timpul anului și plantele *veșnic verzi fără frunze* — plante cu tulpini cărnoase dar fără frunze funcționale, cum sînt cactușii.

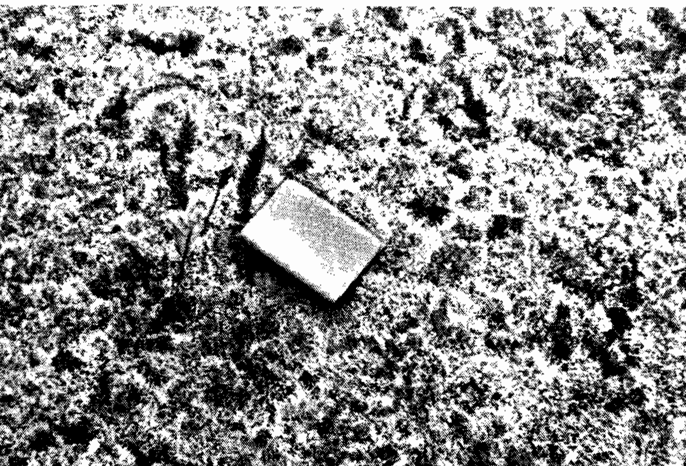
Fig. 20.3 Pădure bătrînă de 160—200 ani din arțari de zahăr maturi, din Allegheny National Forest, statul Pennsylvania, 1939. Figura ilustrează stratificarea vegetației, cuprinzînd straturile de arbuști și arbori (foto *U.S. Forest Service*).





Fig. 20.4 Liane în pădurea umedă ecuatorială, lîngă Belém (Brazilia) (foto Otto Penner, *Instituto Agronómico do Norte*).

Fig. 20.5 Lichenul *Stereocaulon vulcani* crescînd pe o suprafață de lavă granulată, *Waiakea Forest Reserve*, Maua, statul Hawaii (foto Pierre Dansereau).



TABELUL 20.1 DIMENSIUNILE PLANTELOR ŞI STRATIFICAREA VEGETAŢIEI*

	Dimensiunile plantei	
ÎNALTĂ	Arbore	Peste 25 m
	Arbust	2—8 m
	Plantă ierboasă	peste 2 m
MIJLOCIE	Arbore	10—25 m
	Arbust	0,5—2 m
	Plantă ierboasă	0,5—2 m
	Plantele brioide	peste 10 cm
SCUNDĂ	Arbore	8—10 m
	Arbust	sub 0,5 m
	Plantă ierboasă	sub 0,5 m
	Plantele brioide	sub 10 cm

Stratificarea Numărul stratului	Înălţimea
7	Peste 25 m
6	10—25 m
5	8—10 m
4	2—8 m
3	0,5—2 m
2	10 cm—0,5 m
1	0—10 cm

* După Pierre Dansereau, Contributions, No. 72, pp. 31—32, Botanical Institute of the University of Montreal, 1958.

5. *Forma și mărimea frunzelor.* Forma frunzelor unei plante constituie un element esențial al descrierii structurale (fig. 20.6). De pildă, *frunza simplă* lobată sau întreagă, pe care o întîlnim la arborii obișnuiți cum sînt arțarii, fagii și rododendronii, formează o primă categorie. Deosebită de aceasta este *frunza aciculară*, caracteristică pinului, molidului, bradului și tsugăi. O formă similară este frunza subulată sau *spinoasă*, care la unele plante provine din transformarea adevăratei frunze. Frunzele delicate și subțiri ale ierburilor au formă *liniară*. Mai există și frunză obovată, întîlnită de pildă la scumpie ca și frunza *compusă* — la frasin.

6. *Consistența frunzei.* Consistența frunzelor prezintă mari variații în funcție de climă și habitat, din cauza necesităților diferite de a restrînge pierderea apei prin frunze în atmosferă. Frunzele de grosime medie se numesc frunze *membranoase;* cele subțiri și delicate (de exemplu, frunzele de *Adianthum*) sînt denumite frunze *capilare.* Frunzele dure, groase și pieloase se numesc *sclerofile*, pădurile constituite din arbori și

arbuşti cu asemenea frunze purtînd numele de *păduri cu frunze pieloase (dure)*. Frunzele foarte îngroșate și care pot reține multă apă în structura lor spongioasă poartă numele de frunze *suculente*.

Această prezentare a metodei structurale de clasificare a vegetației ne-a furnizat un număr de termeni descriptivi de cea mai mare utilitate în privința modului în care plantele reacționează la mediul lor fizic. Forma biologică dominantă a unei regiuni, mărimea, stratificarea și gradul de acoperire a plantelor individuale, funcția lor, forma și consistența frunzelor — toate acestea reflectă îndeaproape condițiile ambiante de climă, sol și relief.

Factorii de mediu în ecologia plantelor

Dispunînd de aceste informații cu privire la structura vegetației și la organizarea ei în fitocenoze, asociații, formații vegetale și biohore, putem acum studia factorii de mediu care determină plantele să ia asemenea forme.

Există patru mari clase de factori de mediu: *climatici*, *geomorfologici* (de relief), *edafici* (de sol), *biotici* (legați de organismele vii). Deși vom trata fiecare clasă separat, nu trebuie să uităm că în ecologie conceptul fundamental este că numeroși factori acționează simultan și că acești factori se influențează reciproc într-o interrelație foarte complexă. Chiar și plantele pe care le influențează factorii de mediu pot reacționa astfel încît să modifice mediul și, implicit, factorii înșiși.

Discutînd modul în care diverșii factori abiotici influențează structura și răspîndirea plantelor, putem stabili două scări de acțiune. Una este scara generală (globală), constînd din factori climatici ca: insolația sezonieră, lumină și întuneric, temperatură, precipitații și vînturi dominante. Cealaltă scară cuprinde: variațiile de mediu fizic dintr-un habitat relativ mic sau dintre habitate învecinate. Astfel, deși există configurații climatice vaste, la scara întregului glob, de deșerturi și regiuni umede, putem întîlni, într-o zonă cu climă în general umedă, cîteva habitate (dune sau abrupturi) mici, extrem de aride pentru vegetație. Putem, de asemenea, găsi, într-un mare deșert, cîteva habitate mici extrem de umede cea mai mare parte a timpului (de exemplu, un izvor sau o infiltrație).

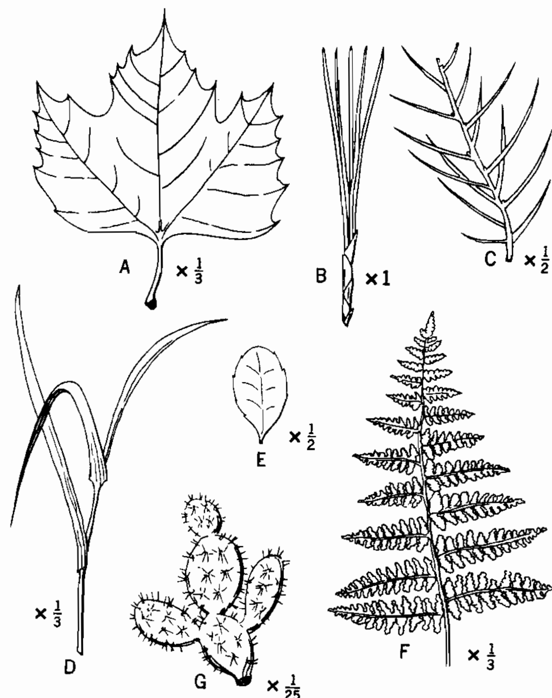


Fig. 20.6 Forme de frunze. *A*, **Frunză palmat-lobată (paltin);** *B*, **Frunză aciculară (pin);** *C*, **Subulată (spinoasă);** *D*, **Frunză liniară (graminee);** *E*, **Frunză obovată;** *F*, **Frunză compusă bi-penatisectată (ferigă);** *G*, **Tulpină suculentă cu frunze transformate în spini (cactus).**

Nevoia de apă a plantelor

Nevoia de apă este probabil elementul predominant în analiza mediului fizic al plantelor. În procesele lor de creștere plantele cu frunze elimină în atmosferă mari cantități de apă prin *transpirație*, care este de fapt o formă de evaporare a peliculelor de apă de pe suprafețele expuse ale celulelor plantei. O cantitate relativ mică de apă este de asemenea necesară plantelor verzi în procesul de *fotosinteză*, prin care ele produc hidrați de carbon, folosind energia luminoasă, bioxid de carbon și apă. Sursa principală de apă necesară transpirației și fotosintezei este solul, din care plantele extrag apa cu ajutorul rădăcinilor.

Intensitatea transpirației variază mult în funcție de categoria de plante și de condițiile atmosferice predominante. Atinge valori mari cînd temperatura este ridicată, cînd bate vîntul și cînd umiditatea este redusă. Structura plantei, mai ales a frunzei determină viteza de pierdere a apei. Plantele cu suprafețe totale mari de frunziș, alcătuit din frunze late și subțiri, pierd mai multă apă

decît plantele cu frunze aciculare, spinoase sau cu frunze groase, pieloase și dure. În condiții de secetă și evaporare intensă nu pot supraviețui decît acele plante care își reduc la minimum transpirația în urma modificărilor morfologice și structurale ale frunzelor.

Adaptarea structurală a plantelor la bilanțuri hidrice cu mari deficite de apă prezintă o importanță deosebită pentru geograf. Transpirația se efectuează în mare măsură prin anumite deschideri specializate numite *stomate*. Ele sînt situate în *epidermă* (stratul superior și inferior de celule) și înlesnesc schimbul de apă și gaze dintre țesuturile vii ale frunzei și mediul înconjurător (fig. 20.7). O stomată este alcătuită din două *celule stomatice*, care lasă între ele o deschidere numită *ostiol*. Stomatele se deschid și se închid, reglînd astfel circulația vaporilor de apă și a gazelor. Deși cea mai mare parte a transpirației iese prin stomate, o anumită cantitate poate trece și prin cuticulă. Această formă secundară de pierdere a apei este restrînsă la unele plante prin îngroșarea membranelor exterioare ale celulelor epidermale sau prin depunerea de ceară sau cutină pe suprafața frunzei. Iată de ce numeroase plante din deșert au cuticula îngroșată sau frunze, tulpini și ramuri acoperite cu ceară.

O altă cale de reducere a transpirației este formarea de stomate în adîncimea țesuturilor frunzei, în care caz ieșirea vaporilor de apă este încetinită, sau dispunerea stomatelor numai pe suprafețele inferioare umbrite ale frunzișului. Plantele se pot de asemenea adapta mediului de deșert, restrîngîndu-și masiv suprafața frunzelor sau lipindu-se complet de acestea. Astfel, frunzele aciculare sau spinoase reduc foarte mult pierderile de apă prin transpirație. Cactușii ce au frunzele transformate în spini transpiră exclusiv prin tulpinile cărnoase, suculente.

Pe lîngă dezvoltarea unei structuri corespunzătoare a frunzelor care să reducă pierderea de apă prin transpirație, plantele care cresc în condiții de apă puțină își perfecționează mijloacele de obținere și stocare a acesteia. Rădăcinile se alungesc foarte mult, pentru a putea ajunge la apa freatică. Dacă rădăcinile reușesc să atingă pînza freatică, planta și-a asigurat o sursă permanentă de apă. Plantele de acest fel se numesc *freatofite* și se întîlnesc de-a lungul albiilor uscate din deșerturi. Alte plante de deșert își formează un sistem radicular puțin adînc, dar foarte extins, care le permite să absoarbă o cantitate maximă de apă provenită din aversele sporadice care saturează numai stratul superficial al solului. Tulpinile plan-

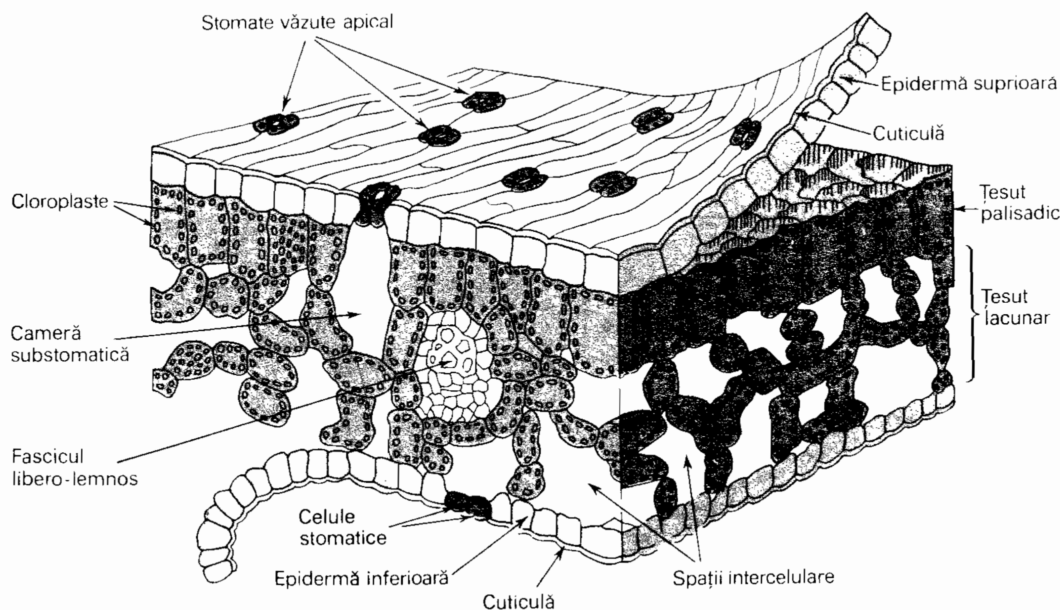


Fig. 20.7 Structura celulară tridimensională a unui limb foliar (după W. W. Robbins, E. E. Weier, « Botany », John Wiley and Sons, 1950).

telor de deșert sînt de regulă mult îngroșate și prevăzute cu un țesut special, ce poate înmagazina o mare cantitate de apă. Așa cum am arătat, acestea sînt plantele *suculente*.

O adaptare de tip diferit la ariditatea extremă o putem întîlni la multe specii de plante (efemere) mici din deșerturi, care realizează un ciclu foarte scurt de germinație, înfrunzire, înflorire, fructificare și împrăștiere a semințelor în perioada imediat următoare unei averse.

Clasificarea plantelor după nevoia de apă

Habitatele biociclului de uscat se diferențiază mai ales după gradul de saturație cu apă a solului. Acest factor este atît de important încît plantele pot fi clasificate după cerințele lor de apă. Terminologia asociată cu factorul apă folosește trei prefixe simple de origină greacă: *xero*, uscat; *higro-* (hidro-), umed; *mezo-*, intermediar sau mediu. Un habitat oarecare poate fi predominant umed *(higric)*, predominant uscat *(xeric)*, sau cu un grad intermediar de umiditate *(mesic)*. Plantele care cresc în habitate uscate sînt *xerofite;* cele care cresc în apă se numesc *hidrofite*, sau în habitate umede *higrofite;* cele care cresc în habitate cu un grad intermediar de umezeală și cu condiții relativ uniforme de disponibilitate a apei se numesc *mezofite*.

Xerofitele sînt foarte rezistente la secetă și pot supraviețui în habitate care pierd repede umezeala prin drenarea rapidă a apei provenită din precipitații — de exemplu, în regiunile de dune, plaje sau stînci golașe. Plantele tipice de climă aridă (deșerturi) sînt de asemenea xerofite (de exemplu, cactușii). Hidrofitele suportă bine excesul de apă și pot fi întîlnite în mici ape curgătoare, în lacuri, mlaștini și turbării; un exemplu îl constituie nufărul alb. Mezofitele se dezvoltă în habitate de regiuni înalte cu precipitații bogate. Aici drenajul apei provenite din precipitații este bun, iar umezeala pătrunde adînc în sol, de unde ulterior poate fi preluată de plante. În asemenea regiuni înalte, solul poate avea o textură intermediară — nici prea fin nici prea grosier — formînd de regulă un orizont gros și uniform.

Unele regimuri climatice, cum ar fi cel tropical cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat (inclusiv climele musonice) sau cele continentale umede, dar nu prea reci, au un ciclu anual cu un anotimp în care plantele sînt lipsite de apă din cauza absenței precipitațiilor sau a înghețării apei din sol. Acest anotimp alternează cu altul în care există apă din abundență. Plantele adaptate la asemenea regimuri se numesc *tropofite* (de la cuvîntul grecesc *tropos*, schimbare, răsturnare). Tropofitele pot face față anotimpului secetos pierzîndu-și frunzele și intrînd în repaus biologic. Cînd dispun de apă din nou, ele înfrunzesc și se dezvoltă rapid. Spunem că arborii și arbuștii care își pierd sezonier frunzele au frunze căzătoare, în contrast cu cei veșnic verzi, care își păstrează majoritatea frunzelor în stare verde pe întreaga durată a anului.

Alți factori climatici

Lumina este un factor important în ecologia plantelor. În habitatul unei anumite asociații sau fitocenoze, gradul de lumină disponibilă depinde în mare măsură de poziția plantei. Coroanele arborilor din stratul superior primesc maximum de lumină, reducînd corespunzător cantitatea disponibilă pentru straturile inferioare. În cazuri extreme arborii din păduri împiedică atît de mult pătrunderea luminii încît solul este aproape complet lipsit de arbuști și plante ierbacee. În unele păduri de foioase din zonele temperate perioada de la începutul primăverii, înainte de înfrunzirea arborilor, asigură o mare intensitate a luminii la nivelul solului, permițînd astfel anumitor plante ierbacee să treacă printr-un ciclu rapid de creștere. Vara, pe măsura completării coronamentului, aceste plante dispar aproape toate. Alte plante ierbacee din același habitat au nevoie de umbră și nu apar decît spre sfîrșitul verii.

În general, factorul lumină variază cu latitudinea. Durata zilei-lumină în timpul verii crește rapid cu latitudinea, atingînd valori maxime între poli și cercurile arctic și antarctic, unde soarele rămîne timp de 24 ore deasupra orizontului (vezi cap. 4). Astfel, deși perioada de vegetație a plantelor este mult scurtată la latitudini superioare datorită înghețului, viteza de creștere a plantelor în scurtul anotimp de vară, fără îngheț, se accelerează datorită lungirii zilei-lumină. La latitudini și mai mari, subarctice, creșterea plantelor este mult încetinită de bilanțul caloric scăzut, în ciuda luminii permanente de vară.

La latitudinile medii, unde vegetația este de foioase, ritmul anual de creștere și

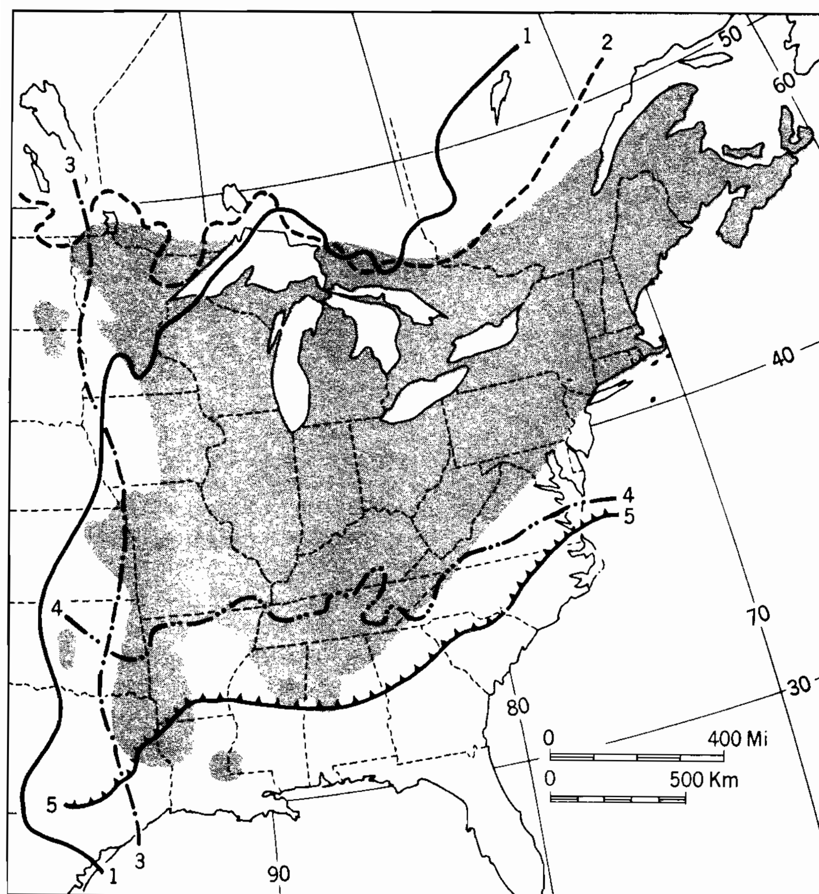


Fig. 20.8 **Limitele bioclimatice ale arțarului de zahăr** *(Acer saccharophorum)* **în estul Americii de Nord. Zona umbrită reprezintă răspîndirea acestui arbore. Linia 1, 76 cm precipitații anuale. Linia 2, — 40°C temperatură minimă anuală medie. Linia 3, limita estică a graniței anuale dintre clima aridă și cea umedă. Linia 4, 25 cm zăpadă (medie anuală). Linia 5, — 10°C temperatură minimă anuală medie (după Pierre Dansereau, « Biogeography — An Ecological Perspective ». Copyright 1957, The Ronald Press Co.).**

descreștere a perioadelor de lumină determină epocile înmuguririi, înfloririi, fructificării, căderii frunzelor și ale altor fenomene. În ceea ce privește importanța intensității luminii, se consideră că și în zilele noroase există suficientă lumină care să permită plantelor să realizeze un grad maxim de fotosinteză și că lumina solară directă constituie de fapt un apreciabil excedent de lumină.

Temperatura, un alt factor climatic însemnat în ecologia plantelor, acționează direct asupra acestora prin influența sa asupra vitezei de desfășurare a proceselor fiziologice. În general, putem spune că fiecare specie de plantă are o temperatură optimă asociată cu fiecare dintre funcțiunile ei (de exemplu, fotosinteza, înflorirea, fructificarea sau germinația) și că există unele condiții termice generale optime pentru creșterea respectivei specii în ceea ce privește dimensiunile și numărul indivizilor. Există de asemenea un prag termic inferior și unul superior pentru funcțiunile individuale ale plantei ca și pentru supraviețuirea ei. Temperatura acționează ca factor indirect pe multe alte căi. Cînd temperatura aerului este ridicată crește și capacitatea de vaporizare a apei din atmosferă, favorizînd astfel o transpirație mai intensă ca și o intensificare a pierderii prin evaporare a umezelii din sol.

În general, pe măsură ce clima se răcește, cu atît sînt mai puține speciile de plante ce pot supraviețui. Numeroase sînt, de pildă, speciile tropicale care nu pot trăi la tempe-

raturi sub punctul de îngheţ. Iar în mediile foarte reci arctice şi alpine de la latitudini şi altitudini superioare nu pot supravieţui decît puţine specii. Aplicarea acestui principiu ne ajută să înţelegem de ce pădurea ecuatorială are numeroase specii de arbori, în timp ce în pădurea subarctică nu găsim decît una, două sau trei specii predominante. Rezistenţa la frig este strîns asociată cu capacitatea plantei de a face faţă tulburărilor fizice provocate de îngheţarea apei. Dacă planta nu poate elimina excesul de apă din ţesuturile sale, această apă, prin îngheţ, va deteriora ţesuturile respective.

În funcţie de preferinţa plantei pentru (sau a toleranţei la) anumite temperaturi, distingem următoarele categorii de plante: plante care preferă regiunile calde — *megaterme;* plante care preferă regiunile reci — *microterme* şi plante care cresc în regiuni cu temperatură medie — *mezoterme.*

O lege a bioclimatologiei arată că există un nivel critic de solicitare climatică dincolo de care o anumită specie de plantă nu poate supravieţui; rezultă de aici existenţa unei limite geografice care marchează zona ei de răspîndire. Această limită se numeşte *frontieră*, iar teritoriul pe care creşte abundent specia respectivă se numeşte *areal.* Deşi frontiera este determinată de un complex de elemente climatice, putem uneori găsi un asemenea element care să coincidă cu ea. Un exemplu ni-l oferă limitele de creştere ale arţarului de zahăr *(Acer saccharophorum)* în America de Nord (fig. 20.8). În nord, vest şi sud aceste limite coincid aproximativ cu anumite valori ale precipitaţiilor anuale, ale temperaturii medii minime anuale şi căderilor de zăpadă medii anuale. Un alt exemplu îl găsim în răspîndirea pinului galben *(Pinus ponderosa)* din vestul Americii de Nord (fig. 20.9). În această regiune muntoasă precipitaţiile anuale variază pronunţat cu înălţimea. Izohieta de 50 cm a precipitaţiilor anuale totale cuprinde majoritatea regiunilor înalte în care creşte pinul galben. Mai interesant chiar decît gradul de coincidenţă este paralelismul izohietei cu limita pădurii.

Vîntul este un important factor de mediu, influenţînd structura vegetaţiei în zonele foarte expuse. Aproape de limita pădurii, pe munţii înalţi şi de-a lungul limitelor nordice în zona arctică, arborii sînt atît de deformaţi, încît ramurile se dezvoltă numai pe acea parte de trunchi protejată de vînt (formă de steag); uneori trunchiul şi crengile sînt înclinate aproape la orizontală, fugind parcă din faţa vîntului dominant (fig. 20.10). În asemenea habitate vîntul provoacă uscarea excesivă a porţiunii expuse din plantă. Limita arborilor pe versanţii alpini variază deci cu înălţimea, în funcţie de expunerea acestor versanţi la vînturi puternice dominante, ridicîndu-se mai sus pe pantele şi în depresiunile adăpostite.

Factorii geomorfologici

Factorii geomorfologici (de relief) care influenţează formele vegetale, includ *gradientul pantei* (unghiul pe care-l face suprafaţa terenului cu orizontala), *expunerea pantei* (orientarea unei suprafeţe în pantă faţă de nordul geografic) şi *gradul de fragmentare a reliefului* (diferenţa de nivel dintre cumpăna apelor şi fundurile de văi adiacente). Într-un sens mult mai larg, factorul geomorfologic include

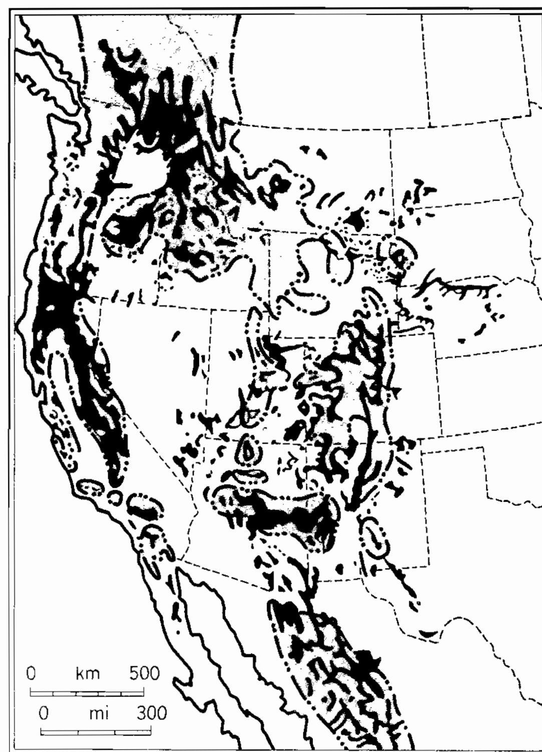


Fig. 20.9 Zonele de răspîndire a pinului galben *(Pinus ponderosa)* în vestul Americii de Nord sînt indicate cu negru. Limita suprafeţelor umbrite reprezintă izohieta de 50 cm precipitaţii anuale (după Pierre Dansereau, « Biogeography — An Ecological Perspective », 1957).



Fig. 20.10 Arbori deformați sub acțiunea vînturilor reci și uscate. Aspect din Arapaho National Forest (statul Colorado), 1946 (foto *U.S. Forest Service).*

întreaga configurație a reliefului unei regiuni care a luat naștere în urma acțiunii de eroziune, transport și depunere exercitate de apele curgătoare, valuri, vînturi și ghețari, pe de o parte și a mișcărilor orogenetice și fenomenelor vulcanice, pe de altă parte. Complexul specific de asemenea forme de relief existent într-o anumită regiune își datorează apariția proceselor geomorfologice (acestea sînt tratate în cap. 22—34). O gamă infinită de habitate vegetale pot fi asociate acestor procese, formelor lor individuale de relief.

Gradientul pantei acționează indirect, prin influența sa asupra vitezei de drenare a apei provenite din precipitații. Pe pantele puternic înclinate scurgerea de suprafață este rapidă, apa nerămînînd mult timp disponibilă pentru plante. Pe pantele dulci, în schimb, o mare parte din apă pătrunde în sol, unde poate fi folosită multă vreme de plante. Pantele puternic înclinate sînt supuse unui proces de eroziune mai rapid, de unde rezultă un orizont subțire de sol, în timp ce pantele mai line oferă condiții pentru formarea unei pături mai groase de sol. În ceea ce privește expunerea pantei aceasta influențează direct vegetația sporind sau reducînd gradul de expunere a acesteia la lumina solară sau față de vînturile dominante. Pantele orientate spre soare au un mediu mai cald și mai uscat decît cele orientate spre nord, unde umbra persistă o perioadă mult mai mare din zi. La latitudini medii aceste contraste ce decurg din orientarea pantelor sînt atît de puternice uneori, încît produc formații vegetale foarte diferite pe pantele nordice față de cele sudice (fig. 20.11).

Factorii geomorfologici determină parțial umiditatea sau ariditatea habitatului într-o regiune caracterizată în linii mari prin aceeași climă generală. Fiecare fitocenoză își are propriul ei microclimat. Pe linia de cumpănă a apelor, pe piscuri și pe creste, solul tinde să se usuce din cauza drenării rapide a apei și datorită faptului că aceste suprafețe sînt mai expuse la soare și la vînt. Prin contrast, fundurile de văi tind să rămînă umede, deoarece scurgerea de

suprafață duce la o convergență a apei spre aceste puncte. În climele umede pînza freatică poate fi situată foarte aproape de suprafață pe fundul văilor, coincizînd uneori cu suprafața acestuia și dînd naștere mlaștinilor și tinoavelor. Se pot întîlni de asemenea lacuri și turbării de pînză freatică. Plantele higrofile formează fitocenoze distincte pe fundurile de văi, pe cînd interfluviile sînt ocupate, în climate umede, de comunități mezofitice sau xerofitice.

Factorii edafici

Factorii edafici sînt cei legați de sol. În capitolul 17 ne-am ocupat sistematic de principiile pedogenezei. În cadrul fitogeografiei solurile pot fi studiate din două puncte de vedere. În primul rînd interesează marile grupe de soluri, care reflectă regimurile pedogenetice de podzolire, lateritizare, calcizare, gleizare și salinizare, întrucît acestea sînt în mare măsură influențate de regimurile climatice, aflîndu-se în același timp într-o strînsă corelație cu formațiile vegetale. Aceste relații generale vor fi discutate în capitolul 21. În al doilea rînd trebuie avute în vedere habitatele plantelor — mozaicul mărunt de variații între diferite puncte de pe suprafața Pămîntului. Și aici factorii edafici exercită o influență însemnată.

Printre factorii edafici prezentați în capitolul 18 am menționat textura și structura solului, ca și conținutul în humus; prezența sau absența orizonturilor; alcalinitatea, aciditatea sau salinitatea solului; activitatea bacteriilor și a animalelor în sol.

Deși în prezenta lucrare introducem principiile sistematice ale pedologiei înaintea celor ale vegetației naturale, s-ar putea aduce argumente pentru schimbarea acestei ordini de tratare pe motivul că vegetația joacă un rol primordial în formarea caracteristicilor solului. Astfel, într-un habitat steril, format recent printr-un eveniment geologic ca, de pildă, o erupție de lavă sau exondarea unei zone de coastă, evoluția treptată a profilului de sol merge paralel cu ocuparea habitatului de o succesiune de fitocenoze. Plantele schimbă profund natura solului prin adaosul de materie organică sau prin producerea unor acizi care modifică substanța minerală. Animalele, hrănindu-se cu substanțe vegetale, își aduc și ele contribuția la procesele fizico-chimice ale evoluției solului. Aceste aspecte vor fi discutate cînd ne vom ocupa de dinamica vegetației.

Factorii biotici

Activitatea susținută dintr-o anumită fitocenoză care constituie un ecosistem relativ stabil și modificarea treptată în timp a vegetației dintr-o anumită zonă în etape succesive fac necesar ca plantele și animalele din respectiva comunitate să contribuie la acest rezultat prin propriile lor procese fizico-chimice, prin ciclurile lor de creștere și descompunere. Acești factori biotici sînt atît de vaști și de complicați încît nu putem face altceva aici decît să dăm cîteva exemple pentru a ilustra influența biotică.

Printre factorii biotici putem aminti activitatea bacteriilor care descompun țesuturile moarte ale plantelor mari; cea a rîmelor care modifică și aerează solul; cea a insectelor și ierbivorelor care atacă și consumă plantele; cea a insectelor și păsărilor care asigură polenizarea plantelor și împrăștierea semințelor. O influență biotică esențială poate rezulta din bolile plantelor; aceste boli pot modifica considerabil structura fitocenozelor pe suprafețe întinse. Pentru geograf este foarte interesant să afle modul în care animalele de pășune — sălbatice sau domestice — au contribuit la dezvoltarea anumitor formații vegetale. În ce măsură, de exemplu, au împiedicat marile cirezi de bizoni americani extinderea pădurii în zonele cu fîneață?

Fig. 20.11 Contraste în vegetația de pe pereții opuși ai unei văi. Versantul împădurit din stînga este orientat spre nord-est și se află în umbră în timpul după amiezii. Versantul cu pădure rară din dreapta, orientat spre sud-vest, este caracterizat printr-o insolație puternică în perioada cu temperatură maximă a atmosferei. Long Canyon, pe Rio Hondo, National Forest Carson (statul New Mexico) (foto *U.S. Forest Service*).



Omul însuși este probabil cel mai important factor biotic care influențează vegetația în zilele noastre. Rolul său a fost mai ales distructiv în privința asociațiilor și formațiilor vegetale care ar fi putut, fără intervenția lui, să apară într-o serie de regiuni sub acțiunea diverșilor factori enumerați mai sus.

Dinamica vegetației

Un principiu de bază al geografiei plantelor este acela că vegetația dintr-un anumit loc evoluează în timp, pornind de regulă de la fitocenoze foarte simple, trecînd treptat la altele mai complexe și ajungînd în cele din urmă la o fitocenoză relativ stabilă — numită *climax* *. Procesul de *succesiune* începe de la suprafețe proaspăt formate sau lipsite de vegetație; o anumită fitocenoză invadează zona respectivă, fiind urmată apoi de altele în succesiune ordonată sau serii și ajungînd pînă la urmă la stadiul de climax.

O asemenea suprafață pe care se dezvoltă o fitocenoză poate avea mai multe origini: dună de nisip, plajă nisipoasă, suprafața unei curgeri de lavă sau a unui strat proaspăt de cenușă vulcanică, depuneri de mîl la un cot de rîu ce se deplasează lent. O asemenea suprafață nu are un sol cu profil în care s-au diferențiat orizonturi, ci un sol slab evoluat — de regulă nu mai mult decît o simplă depunere de fragmente minerale. În alte cazuri, de pildă în depunerile de mîl, stratul superficial poate fi constituit din sol resedimentat, cu proporții substanțiale de coloizi și baze. Terenurile a căror vegetație a pierit prin incendiu rămîn cu cea mai mare parte din profilul solului intactă.

Primul stadiu al unei asemenea succesiuni este cel de *pionierat*, în care apar cîteva specii vegetale deosebit de bine adaptate la condiții nefavorabile de drenaj rapid și uscare a solului, la insolație excesivă, la vînturi și la temperaturi foarte scăzute ale solului și atmosferei. Aceste plante cresc, iar rădăcinile lor pătrund în sol; descompunîndu-se ulterior, ele dau solului humus. Frunzele și tulpinile adaugă un strat organic suprafeței terenului. În sol se dezvoltă numeroase microorganisme. În curînd apar condiții favorabile pentru alte specii vegetale, care invadează suprafața respectivă înlăturîndu-i pe pionieri. Noii sosiți sînt de regulă plante mai mari, care asigură o acoperire corespunzătoare a solului. În acest caz *microclima* se modifică apreciabil: temperaturile se moderează, umiditatea crește, insolația se reduce. Sosesc acum și alte specii, care prosperă în noile condiții de mediu.

* Stadiu final al unei succesiuni vegetale în care comunitatea de plante ajunge în echilibru dinamic cu stațiunea. Se cunosc: c. climatic, c. edafic, c. derivat, c. complex ș.a. — *N. red. rom.*

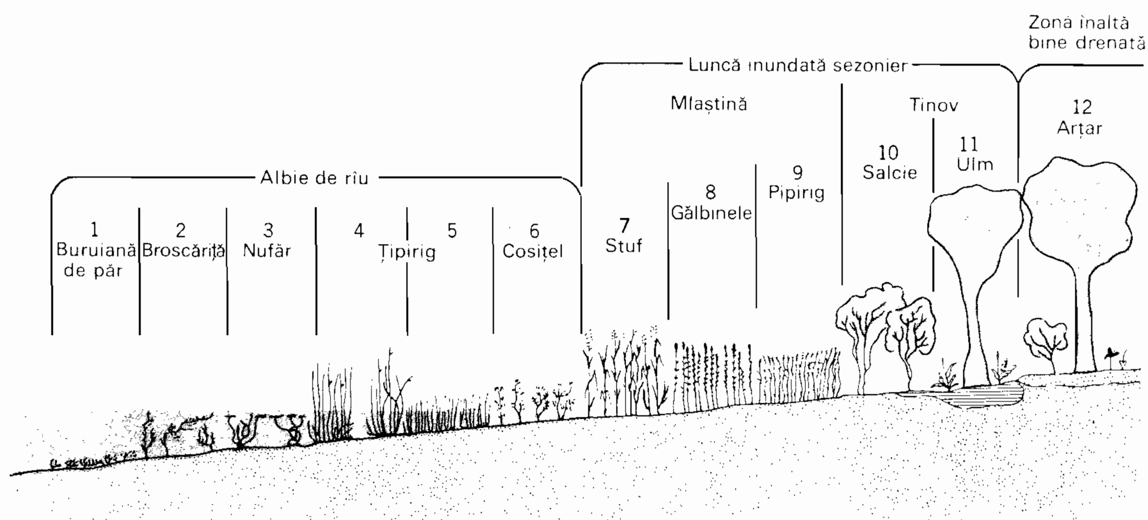


Fig. 20.12 Succesiune alogenă pe malul fluviului Sf. Laurențiu. Cele 12 fîșii de vegetație, fiecare caracterizată printr-o asociație, se schimbă treptat de la dreapta spre stînga, pe măsura continuării procesului de depunere a materialului aluvionar (după Pierre Dansereau, « Revue Canadienne de Biologie », vol. 15, 1956).

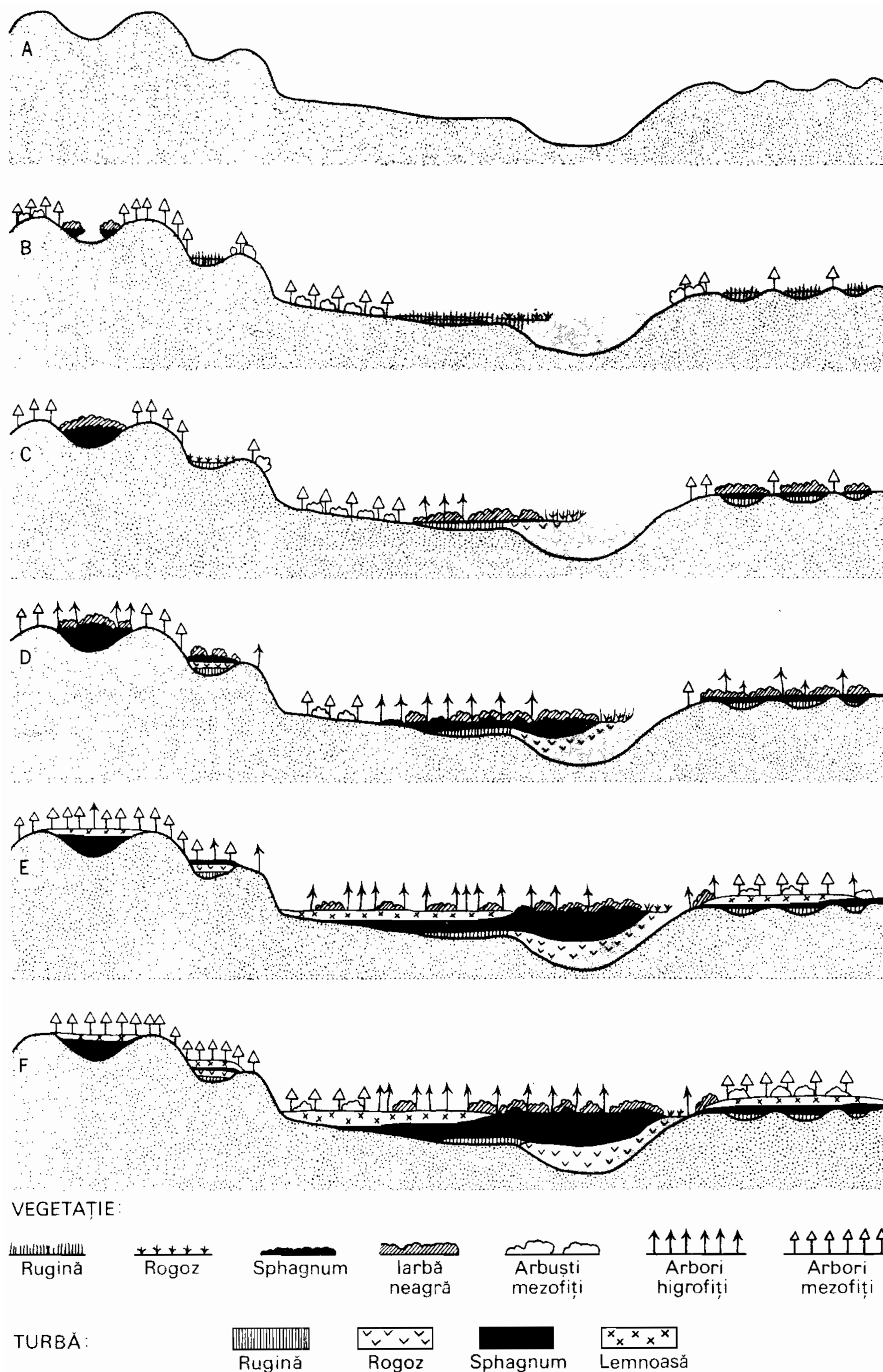


Fig. 20.13 Succesiune autogenă într-o turbărie tipică pentru aria canadiană a scutului laurențian. Se prezintă șase stadii de dezvoltare a unei serii de habitate (după Dansereau și Segadas-Vianna, «Canadian Journal of Botany», vol. 30, 1952).



Fig. 20.14 Succesiune într-o turbărie din comitatul Emmet (statul Michigan). La marginea turbăriei se află vegetație de baltă, pe fundalul unei păduri de molid negru (foto Pierre Dansereau).

Cînd întreaga succesiune s-a consumat, avem de-a face cu o comunitate relativ stabilă formată din procente bine definite ale diverselor specii, fiecare dintre acestea contribuind la structura generală a vegetației. Acest stadiu de climax ne oferă un model ideal pentru așa-numita vegetație naturală a unei regiuni. Este cert că un asemenea stadiu nu se poate menține neschimbat un timp prea îndelungat. Unii specialiști în geografia plantelor consideră că stadiul de climax este urmat de modificări ce duc la *regresiune*, adică o revenire la un stadiu anterior al succesiunii, stabilindu-se astfel un ciclu care se repetă. Se poate de asemenea întîmpla ca schimbările climatice să împiedice menținerea stadiului de climax într-un anumit loc.

Unul din tipurile de succesiune este acela în care procese geomorfologice normale dau naștere necontenit unor terenuri noi — luncă, deltă, bancuri de nisip. Această succesiune asociată cu crearea continuă de teren nou se numește *alogenă*. Un exemplu este dat în figura 20.12, care reprezintă zonarea vegetației pe fluviul Sf. Laurențiu. Cele 12 zone se deplasează treptat spre stînga pe măsură ce depunerile fluviale ridică nivelul suprafeței terenului și împing limita apei în acest sens. Vedem cum hidrofitele, care trăiesc în apă, fac loc unor plante ce preferă condiții de insolație intensă pe un teren cu expunere și inundare alternativă. Mai sus pe mal sînt cîteva zone succesive de pădure: sălcii, ulmi și, în sfîrșit, arțari, reprezentînd climaxul arborilor mezofiți.

O altă formă de succesiune, cea *autogenă*, rezultă din modificarea mediului datorită plantelor înseși și nu din acțiunea unor agenți externi (cum ar fi depunerea de mîl în urma inundațiilor). Acoperirea treptată a unei dune de nisip cu plante mici și apoi cu pădure ilustrează această succesiune autogenă. Un alt exemplu ne este oferit de evoluția unui lac glaciar puțin adînc într-o zonă cu climat rece continental, așa cum putem găsi în Canada și în nordul Europei. Această *succesiune de turbărie* este prezentată în figura 20.13, punctul de pornire constituindu-l lacul așa cum se afla la dispariția ghețurilor, acum 10—15 000 de ani. Un aspect remarcabil al succesiunii de turbărie îl constituie faptul că substanța organică produsă prin creșterea și descompunerea parțială a plantelor se acumulează în straturi atît de groase, încît apa este pînă la urmă înlocuită printr-o masă organică de *turbă*. La limita apei se află o zonă de rogozuri, urmată de stuf (fig. 20.14). Acestea alcătuiesc un strat plutitor care tinde să înlocuiască apa liberă. Urmează apoi o zonă de sphagnum (mușchi de turbă), care în final umple întregul lac. Acum turba poate susține arbori higrofiți (cel mai adesea molizi), care dau naștere unei turbe lemnoase. Această comunitate poate fi la rîndul ei înlocuită cu arbori mezofiți — stadiul de climax. În lacurile mai puțin adînci din regiunile înalte — prezentate de ambele părți ale profilului — vegetația mezofită apare mult mai curînd decît în zona lacului principal.

Ținînd seama de vastitatea domeniului cu care se ocupă geobotanica, capitolul de față trebuie considerat doar ca o prezentare foarte simplificată a cîtorva aspecte esențiale. Ca și toate celelalte ramuri ce alcătuiesc la un loc „geografia fizică“, geografia plantelor poate fi abordată serios numai printr-un studiu aprofundat al principiilor botanice, incluzînd clasificarea (taxonomia) plantelor, evoluția lor, răspîndirea floristică, morfologia plantelor, chimia și fiziologia vegetală. Am discutat, totuși, o serie de principii legate nemijlocit de răspîndirea vegetației și de relația dintre aceasta și influențele de mediu. În capitolul ce urmează ne vom ocupa de configurațiile la nivel de glob ale formațiilor vegetale.

Capitolul 21
Răspîndirea vegetației naturale

PRINCIPIILE CARE STAU LA BAZA descrierii vegetației sub raportul structurii ei și organizarea acesteia în grupări de plante de diferite mărimi (biohoră, clasă de formație, asociație și fitocenoză) au fost formulate în capitolul 20. Folosind aceste principii și cu ajutorul cunoștințelor despre regimurile climatice, regimurile pedogenetice și bilanțul apă-sol, putem trece acum la studierea răspîndirii vegetației pe glob, încercînd să explicăm variațiile ei în funcție de latitudine, așezare pe continent și altitudine.

Marile biohore

Toată vegetația naturală a uscatului este cuprinsă în patru formațiuni structurale de bază, *biohorele* *, pe care le-am ilustrat schematic în figura 21.1. Prima este *biohora de pădure*. *Pădurea* poate fi definită ca o formație vegetală compusă din arbori ce cresc aproape unul de altul și formează un strat de frunziș care umbrește o mare parte din sol. Adesea pădurile prezintă stratificări, avînd mai mult de un singur nivel de vegetație. Umbra formată de pădure dă naștere unui microclimat distinct față de cel ce s-ar forma pe un teren deschis. Pădurile necesită precipitații anuale relativ abundente, care însă nu trebuie să fie uniform distribuite pe întreaga durată a anului. Nu putem da aici o valoare unică a precipitațiilor deoarece eficacitatea acestora depinde de pierderea de apă prin evapotranspirație, care la rîndul ei depinde de temperatura și umezeala aerului. În consecință, biohora de pădure acoperă o largă gamă climatică, de la clima ecuatorială umedă pînă la cea subarctică rece.

Biohora de savană este o combinație de arbori și fîneață în proporții variabile. Aspectul acestei vegetații poate fi asemuit unui parc, cu arbori singuratici sau în pîlcuri, înconjurați de zone ierboase sau de un strat scund de arbuști sau plante anuale. Biohora de savană indică o climă cu precipitații anuale totale reduse și neuniform răspîndite de-a lungul unui an.

Biohora de pajiște (sau *fîneață*)constă din vegetație de regiune înaltă, compusă integral sau parțial din ierburi, care pot include graminee, plante asemănătoare acestora și subarbuști (cu frunză lată). Gradul de acoperire variază de la continuu la discontinuu. Pot

* *Bios* — viață; *choris* — separat (de), independent. — *N. red. rom.*

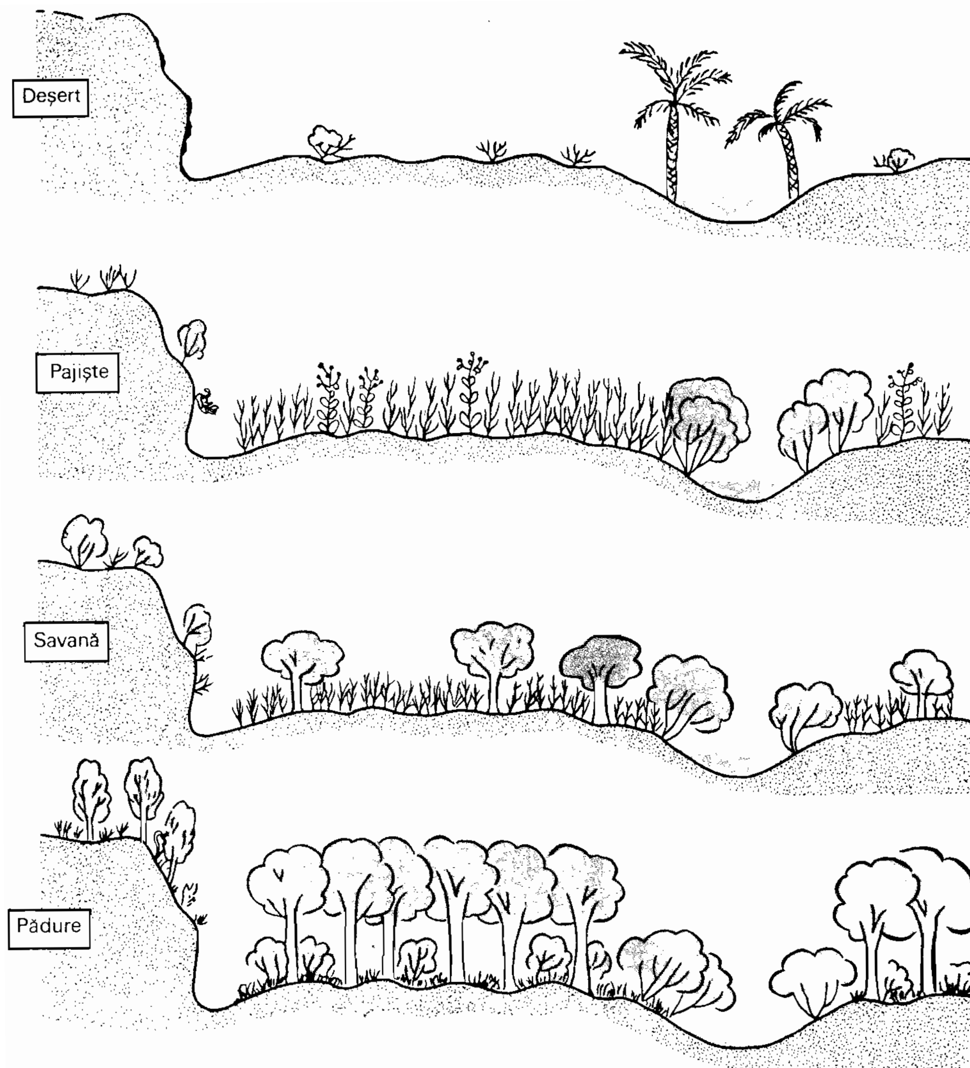


Fig. 21.1 Reprezentarea schematică a celor patru mari biohore. În mijlocul fiecărui profil este prezentată o regiune înaltă, bine drenată; în stînga — povîrnişuri abrupte; în dreapta — teren umed sau slab drenat. Scara verticală a biohorei de fîneaţă este mult exagerată în comparaţie cu celelalte trei (după Pierre Dansereau, « The Biogeography, An Ecological Perspective », The Ronald Press Company, 1957).

apărea stratificări. Biohora de fîneaţă cuprinde uneori şi arbori în habitatele mai umede de pe fundurile văilor şi de-a lungul apelor curgătoare, unde este disponibilă apa subterană. Această biohoră este tipică climei cu precipitaţii anuale totale mici, care însă sub aspect termic poate prezenta variaţii de temperatură de la căldura excesivă la frig excesiv.

Biohora de deşert, asociată cu clime extrem de aride, se compune din plante foarte rare; există aici o mare suprafaţă de teren sterp expus insolaţiei directe, acţiunii vînturilor şi apelor curgătoare, şi fenomenului de îngheţ-dezgheţ. Deşi este în general lipsită de arbori, în cadrul biohorei de deşert se pot ivi pe alocuri şi plante lemnoase. De regulă însă, plantele sînt mici — ierburi, briofite, licheni. Deoarece această biohoră cuprinde clime ce variază de la deşertul tropical foarte cald pînă la deşertul arctic foarte rece, vom distinge în cadrul ei o gamă largă de fitocenoze şi habitate vegetale.

Descriind cele patru mari biohore am subliniat ampla gamă de clime pe care o

acoperă fiecare. În esență, biohorele sînt determinate de gradul în care umezeala este disponibilă pentru plante, și această disponibilitate poate varia de la abundență (biohora de pădure) pînă la lipsa aproape totală (biohora de deșert). În fiecare biohoră condițiile de temperatură variază enorm în funcție de latitudine și altitudine. Ca atare este necesar să subîmpărțim biohorele într-o serie de clase de formație.

Clasele de formație

Descrierea vegetației globului pe baza claselor de formație a fost prima oară realizată complet de prof. A.F.W. Schimper, care și-a publicat în limba germană, în anul 1903, cele două volume ale monumentalei sale lucrări *Geografia plantelor pe baze fiziologice*. Lucrarea a fost ulterior revizuită de prof. F. C. von Faber și retipărită în 1935. O metodă relativ similară de clasificare structurală a vegetației a fost folosită de prof. Eduard Rübel, care a publicat și el o lucrare importantă în 1930. Sistemul de clasificare pe care-l descriem mai jos urmează în multe privințe lucrarea recentă a lui Pierre Dansereau * și se întemeiază în linii mari, pe principiile lui Schimper și Rübel. Harta vegetației pe glob (planșa 4) urmează sistemul lui Rübel, indicînd răspîndirea a zece unități, desemnate prin literele *A — J*. Cele 18 clase de formație enumerate în prezentul capitol sînt toate cuprinse în cele zece unități ale lui Rübel, astfel încît, uneori, două pînă la patru clase se combină într-o singură unitate a hărții. Aspectul hărții este astfel simplificat, scoțînd în relief marile configurații aflate în strînsă legătură cu regimurile climatice.

Tabelul 21.1 prezintă 18 clase de formație în cadrul celor patru biohore, cu echivalenții în unități ale hărții din planșa 4. Pe legenda hărții găsim un tabel asemănător dar inversat, care dă cele zece unități ale hărții, indicînd clasele de formație cuprinse în fiecare.

Biohora de pădure

1. *Pădurea ecuatorială umedă* ** se compune din arbori înalți și deși, ale căror coroane formează un frunziș continuu ce umbrește puternic pămîntul și straturile inferioare (fig. 21.2). Arborii au scoarța netedă și nu prezintă ramuri pe primele două treimi ale tulpinii; trunchiurile, de regulă, se sprijină la bază pe rădăcini radiale asemănătoare unor ziduri (fig. 21.3). Frunzele sînt mari și veșnic verzi; datorită acestui fapt pădurea ecuatorială umedă este adesea numită „pădure sempervirentă cu frunze late". Coroanele arborilor tind să formeze 2—3 straturi, cel superior constînd din

Fig. 21.2 Pădure ecuatorială umedă lîngă Belém (Brazilia). Această pădure cu arbori înalți, veșnic verzi și cu frunze late, cuprinzînd numeroase liane, se află pe un teren relativ înalt ***(terra firme)*** **din depresiunea Amazonului (foto Otto Penner,** ***Instituto Agronómico do Norte*****).**



* Dansereau Pierre, *Biogeography, an ecological perspective*, The Ronald Press Co., New York, 1957, 394 pp.
** *Pădure tropicală umedă* după Dansereau (*Pluviilignosa — N. red. rom.*).



Fig. 21.3 Rădăcini tabulare de sprijin la baza unui arbore masiv *(Bombacopsis fendleri)* **din pădurea umedă de pe insula Barro Colorado (zona Canalului Panama)** *(American Museum of Natural History).*

coroane izolate ce se înaltă pînă la 40 m și ies în relief deasupra stratului următor (15—30 m), care este continuu (fig. 21.4). Al treilea strat, cel inferior, se compune din arbori mici și delicați, cu coroane înguste, înalți de 5—15 m.

Tipice pentru pădurea ecuatorială umedă sînt lianele — plante agățătoare lemnoase, care se sprijină pe trunchiurile și ramurile copacilor. Unele sînt de grosimea funiilor, iar altele pot atinge pînă la 20 cm în grosime. Ele se înaltă spre nivelurile superioare ale arborilor, unde găsesc lumină, și pot prezenta coroane bogat ramificate. Lianele care nu au posibilități proprii de cățărare se ridică în sus o dată cu creșterea arborelui. Altele se înaltă înfășurîndu-se în jurul trunchiului gazdei.

În pădurea ecuatorială umedă trăiesc numeroase epifite. Aceste plante se atașează de trunchiul, ramurile și frunzișul arborilor și lianelor, folosindu-și gazdele doar ca mijloc de susținere fizică. Epifitele aparțin unui mare număr de clase vegetale și includ ferigi, orhidee, mușchi și licheni (fig. 21.5). Unele dintre ele sînt plante *gîtuitoare*. Ele își întind rădăcinile spre sol, înfășurînd copacul și uneori înlocuindu-l pînă la urmă. Un astfel de exemplu îl constituie *smochinul gîtuitor (Ficus)* (fig. 21.6). Alte plante gîtuitoare își încep existența ca liane.

O trăsătură botanică deosebit de importantă a pădurii ecuatoriale umede este conviețuirea unui mare număr de specii vegetale. Se afirmă că pe aria unei mile pătrate pot fi întîlnite pînă la 3 000 de specii. Indivizii dintr-o anumită specie sînt deci foarte îndepărtați între ei. Ca atare extragerea unei anumite specii pentru scopuri industriale implică un efort considerabil de căutare a indivizilor respectivi și transportarea lor din pozițiile izolate pe care le ocupă. Arbori reprezentativi pentru pădurea umedă din valea Amazonului, de pildă, sînt nucul brazilian *(Bertholletia excelsa)* și capocul (o specie de *Bombax)*.

Solul pădurilor ecuatoriale umede este atît de puternic umbrit, încît frunzișul se rărește la nivel inferior, dînd pădurii un aspect deschis și înlesnind străbaterea ei. Suprafața solului este acoperită cu o litieră subțire. Rapiditatea acțiunii bacteriene asupra substanței vegetale moarte împiedică acumularea humusului la suprafața și în profilul solului. Așa cum am explicat în capitolul 18, aceste condiții caracterizează procesul pedogenetic de lateritizare, cu care este asociată pădurea umedă.

Pădurea ecuatorială umedă constituie replica la un regim climatic uniform, cu căldură permanentă și fără înghețuri, care are precipitații abundente toate lunile anului (cu cel mult 1 pînă la 2 luni uscate). Bilanțul hidric anual se caracterizează printr-un mare surplus de apă (vezi fig. 14.7, *A*), astfel încît umezeala din sol este suficientă în toate epocile, iar drenarea unor mari cantități de apă prin intermediul rîurilor contribuie la eliminarea continuă a bazelor și a silicei din solurile acestei regiuni. În absența unui sezon rece sau uscat, plantele cresc pe toată durata anului. Unele specii au sezoane cînd își pierd frunzele, datorită probabil unor mici modificări survenite în perioada de iluminare. Variații de structură ale pădurii ecuatoriale umede putem întîlni în habitate specializate sau acolo unde omul însuși a tulburat evoluția vegetației. În zonele de unde pădurea s-a retras fiind tăiată sau arsă (pentru agricultură sau construcții de drumuri), vegetația ce revine este scundă și densă, putînd fi descrisă prin termenul de *junglă*. Jungla constă dintr-o vegetație încîlcită de liane, tufișuri de bambus, palmieri spinoși și tufișuri bogat ramificate, constituind o piedică de nestrăbătut, în contrast cu terenul deschis din pădurea umedă a stadiului de climax.

Vegetația din zona litorală a regiunilor cu pădure umedă ecuatorială este foarte specializată. Țărmul unde ajung aluviu-



Fig. 21.4 Diagramă structurală a pădurii tropicale umede din insula Trinidad. O specie reprezentativă de arbori foarte înalți este *Mora excelsa* (după J. S. Beard, «The Natural Vegetation of Trinidad», Clarendon Press, Oxford, 1946).

nile în suspensie (mîl) aduse de fluvii și unde apa este puțin adîncă prezintă în mod tipic păduri de mlaștină, de *mangrove*, alcătuite din arbori supraînălțați (fig. 21.7). Rădăcinile de susținere a plantelor din mangrove rețin sedimentul în timpul fluxului și refluxului, contribuind în acest fel la extinderea treptată a uscatului în dauna mării. Aceste păduri se compun de regulă din cîteva fîșii de plante caracteristice, cum ar fi: *Rhizophora*, *Avicennia*, *Laguncularia*. O altă plantă obișnuită pentru mlaștinile litorale sărate este *Pandanus*. Tipice pentru depunerile litorale recent formate sînt fîșiile de palmieri, cocotieri *(Cocos nucifera)* (fig. 21.8).



Fig. 21.5 Ramură de arbore acoperită cu ferigi epifite în zona de pădure umedă a ținuturilor înalte din Kenya (Africa) (*American Museum of Natural History*).

Răspîndirea pe glob a pădurii umede ecuatoriale este indicată pe harta vegetației (planșa 4) prin zonele de pădure umedă (clasa A) situate de-o parte și de alta a ecuatorului. Principalele regiuni care se înscriu în această zonă sînt: bazinul Amazonului în America de Sud; bazinul Congoului în Africa și, în continuare, zona litorală ce poate fi urmărită spre vest pe teritoriul Nigeriei și Guineei; apoi regiunea Indiilor de est, din insula Sumatera pînă în insulele din bazinul occidental al Oceanului Pacific. Limita dinspre poli a acestor regiuni cu păduri ecuatoriale umede este formată, desigur, din zone de tranziție spre pădurea umedă de la latitudinile superioare, mai ales de tipul celei de pe fîșiile de țărm tropical expuse vîntului și din zonele litorale cu pădure umedă musonică din Asia de sud și sud-est.

2. *Pădurea tropicală umedă* * este în multe privințe similară structural pădurii ecuatoriale, prezentînd însă cîteva deosebiri

* Pădure subtropicală umedă după Dansereau *(Pluviilignosa — N. red. rom.)*.



Fig. 21.6 Smochin gîtuitor care a înconjurat trunchiul unui palmier în sudul Floridei (foto Bob Haugen, Everglades National Park).

datorate așezării ei, în regiuni de litoral expuse vîntului, aproximativ între 10 ° latitudine și tropicele Racului și Capricornului (23½°). Găsim aici un ciclu anual distinct

Fig. 21.7 Arbori de mangrovă susținuți de rădăcini adventive cresc în apa sărată de la vărsarea rîului Harney, Florida *(American Museum of Natural History).*



de precipitații, compus dintr-un lung anotimp umed care alternează cu un anotimp de precipitații reduse sau chiar de secetă. Există, de asemenea, un ciclu termic anual bine marcat, rezultînd din variațiile de înălțime ale Soarelui pe cer la latitudinile tropicale. Temperaturile mai răcoroase, care coincid aproximativ cu perioada de precipitații reduse, exercită un anumit stress asupra plantelor. Ca o consecință a acestui fapt există mai puține specii și mai puține liane. Epifitele sînt totuși abundente din cauza prezenței aerului umed și a nebulozității maselor de aer tropical maritim care ajung pe versanții dinspre coastă ai munților și dealurilor.

Sub raportul răspîndirii pe glob, pădurea tropicală umedă este reprezentată pe hartă (planșa 4) prin zonele de pădure umedă (clasa A) aflate între 10 ° și 25 ° latitudine. Regiunea Caraibilor adăpostește pe suprafețe întinse de uscat pădure tropicală umedă, în special pe terenurile expuse la vînt. Interesant pentru cercetătorul american este faptul că în regiunea Everglades situată la extremitatea sudică a peninsulei Florida se găsesc mici comunități izolate de pădure tropicală umedă *(hammocks)*, cu mahoni și smochini gîtuitori ca și numeroase epifite. Zona litorală este acoperită în mare parte de păduri de mangrove și de tufișuri.

În Asia de sud și sud-est pădurea tropicală umedă crește în zonele litorale și în regiunile înalte cu precipitații musonice bogate și anotimp uscat foarte scurt. În Munții Gații de vest din India și în zona litorală a Birmaniei cresc de asemenea păduri tropicale umede, întreținute de ploile ce se formează pe pantele munților ce barează calea musonului ce bate dinspre sud-vest. În regiunea în care alizeele de nord-est se combină cu musonul asiatic de vară întîlnim pădurile umede de pe țărmul de est al peninsulei Indochina și al insulelor Filipine. În emisfera sudică fîșiile de pădure tropicală umedă apar pe țărmul de est al Braziliei, al insulei Madagascar și pe coasta de nord-est a Australiei.

Ca și pădurea ecuatorială umedă, pădurea tropicală umedă se asociază, într-un regim climatic uniform, cu procesul pedogenetic de lateritizare. În geografia plantelor aceste două tipuri de pădure sînt reunite adesea într-o singură clasă de formație, deoarece asemănările dintre ele depășesc cu mult deosebirile.

3. *Pădurea musonică* are o vegetație de

arbori mai deschisă decît pădurea umedă ecuatorială sau tropicală, ceea ce reduce concurența copacilor pentru lumină și asigură o dezvoltare mai mare a vegetației în straturile inferioare. Valorile maxime ale înălțimii arborilor variază între 12 și 35 m, fiind mai mici decît în pădurea ecuatorială umedă. Găsim aici numeroase specii de arbori, uneori 30—40, pe o porțiune limitată. Trunchiurile sînt masive, iar scoarța este adesea groasă și aspră. Ramificarea arborilor începe la un nivel relativ coborît, formîndu-se coroane mari, rotunde. Trăsătura cea mai importantă a pădurii musonice este probabil faptul că majoritatea speciilor de arbori își pierd frunzele (existînd deci numeroase tropofite). Căderea frunzelor se datorește stress-ului impus de lungul anotimp uscat din perioada în care soarele are o poziție coborîtă și de temperaturile mai reci. În anotimpul uscat pădurea musonică capătă întrucîtva aspectul pe care-l au iarna pădurile cu frunze căzătoare din zonele temperate (fig. 21.9). Unii autori denumesc pădurea musonică „pădure tropicală cu frunze căzătoare", subliniind mai degrabă acest aspect decît regimul climatic. Un arbore reprezentativ pentru pădurea musonică este teckul *(Tectona grandis)*.

Lianele și epifitele sînt pe alocuri abundente în pădurea umedă musonică, dar mai puține la număr și mai mici decît în cea ecuatorială. Există de asemenea un strat inferior dens de arbuști. În locurile unde se formează vegetație după despădurire, aceasta are de obicei aspectul de junglă. Pîlcurile de bambuși constituie un element important al vegetației în pădurea de teck.

Așa cum s-a mai arătat, pădurea musonică este o replică la regimul climatic tropical cu un lung anotimp cu precipitații bogate, ce alternează cu un anotimp uscat, relativ răcoros. Aceste condiții sînt foarte bine dezvoltate în clima musonică asiatică, dar nu se limitează la această regiune. Păduri musonice se găsesc probabil în Birmania, de la pădurea tropicală umedă de pe litoral, spre interior, în Thailanda și în Cambodgea. Mari întinderi de pădure tropicală cu frunze căzătoare și semicăzătoare apar și în vestul Africii și în America Centrală și de Sud, lîngă zonele de pădure umedă ecuatorială și tropicală. Regiuni de pădure musonică sau tipuri înrudite au fost, de asemenea, descrise în Indonezia (mai ales în insulele Djawa și Celebes), în nordul Australiei și în partea de vest a insulei Madagascar. Hărțile care redau răspîndirea vegetației pe glob și principalele lucrări de referință asupra acestui subiect nu prea sînt de acord în ceea ce privește așezarea

Fig. 21.8 Pădurice de cocotieri *(Cocos nucifera)* **pe o plajă nisipoasă din insulele Solomon. Acțiunea valurilor subminează arborii, dezrădăcinîndu-i** *(American Museum of Natural History)*.



Fig. 21.9 Pădure musonică în provincia Chieng Mai, din nordul Thailandei (foto Robert L. Pendelton, *American Geographical Society)*.





Fig. 21.10 Pădure de *Podocarpus*, ilustrînd un tip de pădure temperată umedă în clima maritimă de coastă vestică la Hari Hari — coasta apuseană a Insulei de Sud Noua Zeelandă (foto Pierre Dansereau).

și întinderea regiunilor cu păduri musonice. În planșa 4 aceste păduri sînt incluse în clasa *C* — vegetație verde iarna a regiunilor tropicale cu un anotimp umed și altul uscat — care reprezintă și alte clase de formație.

Lateritizarea este regimul pedogenetic predominant al pădurilor musonice. În ciuda anotimpului uscat, în anotimpul ploios și cald se creează un surplus substanțial de apă. Nu se formează humus. Procesul pedogenetic dominant este levigarea bazelor și silicei.

4. *Pădurea temperată umedă*, numită și *pădure temperată veșnic verde* * *(pădure de tipul laurului)* diferă de pădurile umede ecuatoriale și tropicale, prin faptul că are relativ puține specii de arbori și, implicit, mari populații de indivizi dintr-o singură specie. Arborii nu sînt de înălțimea celor întîlniți în pădurile umede de la latitudini joase; frunzele sînt mai mici și mai pieloase, iar coronamentul este mai puțin dens. Printre arborii caracteristici ai pădurilor temperate umede din sudul Japoniei și sud-estul Statelor Unite se numără stejarii veșnic verzi (cum ar fi *Quercus virginiana)* și unii membri ai familiilor laurului și magnoliei (cum ar fi *Magnolia grandiflora)*. O floră foarte diferită apare în pădurile temperate umede din Noua Zeelandă; această floră se compune din ferigi arborescente mari, conifere înalte de tipul *Agathis australis*, arbori *Podocarpus* și fagi sudici cu frunze mici *(Nothofagus)* (fig. 21.10). Un alt tip important de pădure temperată umedă, cea din insulele Azore și Canare, este pădurea de laur de Canare, care odinioară (în miocen) acoperea întreaga Europă.

Pădurile temperate umede tind să dezvolte un strat inferior bogat care poate cuprinde ferigi arborescente, mici palmieri. bambuși, tufișuri și plante ierbacee. Există o abundență de liane și epifite. La înălțimi mai mari, cu ceață și nori persistenți, se remarcă prezența mușchilor pe trunchiuri și pe ramuri. Un exemplu de acumulare de epifite la altitudine mică este „mușchiul spaniol“ *(Tillandsia usneoides)*, care crește pe stejarii Evangeline, chiparoșii de baltă și alți arbori de pe țărmul Golfului Mexic, în partea de sud a Statelor Unite.

Pădurea temperată umedă este urmarea unui regim climatic uniform cu amplitudine termică anuală mică sau moderată și cu precipitații abundente și bine distribuite tot timpul anului. Condiții de acest fel apar în trei zone geografice total diferite: la altitudini superioare în regiunile ecuatoriale și tropicale; de-a lungul limitelor soclurilor continentale estice și pe insulele din coridorul de latitudine de 25° pînă la 35° sau 40° și în regiunea coastelor vestice cuprinse între 35° și 55° latitudine. În prima dintre aceste zone efectul altitudinii (mai mare) se constată în reducerea temperaturii și a evaporării și, implicit, în sporirea cantității de umezeală disponibilă pentru plante. Exemple de astfel de păduri situate la mare înălțime găsim în Africa: pe platoul Amhara din Etiopia, în regiunea munților Ruwenzori, în zona lacului Tanganyika, în munții din Camerun și regiunile înalte dinspre capătul nordic al lacului Nyasa (planșa 4, clasa *B*). Exemple ilustrînd cea de a doua zonă (de-a lungul limitelor soclurilor continentale estice) găsim în sud-estul S.U.A., sud-estul R.P. Chineze, sudul Japoniei, sud-estul Braziliei și regiunile învecinate din Paraguay și Uruguay, zona sud-estică a Republicii Sud-Africane și sud-estul Australiei. Aceste regiuni au toate o climă subtropicală umedă cu predominarea maselor de aer tropical maritim. Cea de-a treia zonă (de coastă vestică de la latitudini medii) este bine reprezentată în sudul statului Chile și în Noua Zeelandă, neapărînd însă în poziții echivalente în emisfera nordică, afară de cazul cînd am include aici pădurile litorale de *Sequoia* și de tsugă-

* *Laurilignosa. — N. red. rom.*

TABELUL 21.1 CLASELE DE FORMAȚIE

I. Biohora de pădure	Unități echivalente pe hartă (planșa 4)
1. Păduri ecuatoriale umede 2. Păduri tropicale umede	A Păduri ecuatoriale și tropicale umede
3. Păduri musonice	C Păduri verzi iarna, tufișuri și savane
4. Păduri temperate umede	B Păduri temperate umede sau păduri de tipul laurului
5. Păduri verzi vara, cu frunze căzătoare	E Păduri verzi vara, cu frunze căzătoare
6. Păduri cu frunze aciculare	F Păduri cu frunze aciculare
7. Păduri cu frunze pieloase (dure) sempervirente (Păduri xerofile)	D Păduri cu frunze pieloase (dure) sempervirente, (Păduri xerofile)
II. Biohora de savană	
8. Păduri rare (luminoase) de savane 9. Tufișuri spinoase și tufișuri tropicale 10. Savane	C Păduri verzi iarna, tufișuri și savane
11. Semideșerturi	H Deșerturi uscate și semideșerturi
12. Tufărișuri	(nu se indică pe hartă)
3. Regiuni reci cu păduri	I Tundre
III. Biohora de fînețe	
14. Prerii 15. Stepe	G Stepe și prerii cu ierburi xerofile
16. Tundre ierboase	I Tundre
IV. Biohora de deșert	
17. Deșerturi uscate	H Deșerturi uscate și semideșerturi
18. Deșerturi arctice pietroase	I Tundre

cedru de pe litoralul Pacificului. În ciuda latitudinii relativ mari, aceste fîșii cu climat maritim au un regim uniform datorat influenței moderatoare exercitată de marele ocean sudic.

Și acum, cîteva cuvinte despre vegetația regiunii de coastă din sud-estul S.U.A., pentru a evita orice neînțelegeri. Pe hărțile forestiere ale Statelor Unite și pe o serie de hărți redînd răspîndirea vegetației pe glob, această zonă de coastă este indicată ca reprezentînd păduri sempervirente cu frunze aciculare sau păduri de conifere, în timp ce în planșa 4 ea apare în cadrul pădurii temperate umede. Este adevărat că mari întinderi de ținuturi înalte nisipoase sînt acoperite cu păduri de *Pinus taeda* și *Pinus caribaea*, și că chiparosul de baltă este arborele predominant în regiunile mlăștinoase, dar această vegetație reprezintă forme xerofite și hidrofite în habitate excesiv de umede sau uscate, sau o vege-

tație crescută după despăduriri și incendii. Vegetația stadiului de climax a habitatelor mezofitice este totuși pădurea de magnolii și de fag sempervirent.

Pădurea temperată umedă se asociază cu două regimuri pedogenetice: lateritizarea și podzolirea. La latitudinile inferioare, regimul caracteristic este cel de lateritizare, cu stadii de tranziție în care găsim atît lateritizare, cît și podzolire (soluri argilo-iluviale intens și profund debazificate), pînă la stadii de podzolire din regiunile răcoroase de la latitudini superioare. În consecință, ne putem aștepta ca acumularea de humus pe sol și în sol să crească cu latitudinea în

Fig. 21.11 Pădure de fag și tsugă din Domeniul național Allegheny (statul Pennsylvania), ilustrînd un amestec de pădure cu frunze căzătoare verde în timpul verii și pădure cu frunze aciculare în nord-estul S.U.A. (foto *U.S. Forest Service).*



pădurea temperată umedă, ajungînd pînă la abundență în pădurile umede de climă răcoroasă din Chile și Noua Zeelandă.

5. *Pădurea verde vara cu frunze căzătoare* *, uneori numită *pădure temperată cu frunze căzătoare*, este bine cunoscută ca tip reprezentativ în Europa de vest și în estul Americii de Nord. Ea este dominată de arbori înalți, cu frunze late, care vara asigură un coronament dens și continuu, dar care își pierd toate frunzele în timpul iernii (fig. 21.11). Straturile inferioare de arbori mici și arbuști sînt slab dezvoltate. Primăvara se formează rapid un strat scund și luxuriant de ierburi, care se reduce însă masiv după ce arborii își dezvoltă frunzișul și ajung să umbrească solul.

Acest tip de pădure este aproape în întregime limitat la zonele de latitudini medii din emisfera nordică (planșa 4, clasa *E*). Arborii cel mai des întîlniți în pădurile de foioase din estul Americii de Sud, sud-estul Europei și estul Asiei (toate aflîndu-se într-o arie cu climă continentală umedă) sînt: stejarul *(Quercus)*, fagul *(Fagus)*, mesteacănul *(Betula)*, hicori *(Carya)*, nucul *(Juglans)*, arțarul *(Acer)*, teiul *(Tilia)*, ulmul *(Ulmus)*, frasinul *(Fraxinus)*, castanul dulce *(Castanea)* și carpenul *(Carpinus)*. În vestul și în centrul Europei, unde clima capătă un aspect maritim de coastă vestică, arborii dominanți sînt mai ales stejarul și frasinul, cu fag *(Fagus sylvatica)* în ținuturile mai umede și mai răcoroase.

În habitatele slab drenate pădurea de foioase este alcătuită din arini, sălcii, frasini, ulmi și numeroși arbuști hidrofiți. În zonele de unde pădurea a fost eliminată crește rapid o a doua vegetație compusă din pini.

Pădurea verde vara, cu frunze căzătoare, este replica la un regim climatic continental, care, în același timp, primește precipitații adecvate în toate lunile anului. Există un ciclu anual distinct al temperaturilor, cu un anotimp rece de iarnă și altul cald de vară. Precipitațiile sînt pronunțat mai intense în lunile de vară, mai ales în estul Asiei, sporind deci tocmai în epoca cînd evapotranspirația și necesitățile de apă sînt mari. Vara nu se înregistrează decît un mic deficit de apă, iar primăvara se creează de regulă un surplus considerabil. În Asia estică iarna este foarte uscată, dar acest aspect se compensează cu frigul. Procesul pedogenetic asociat cu acest tip de pădure

* *Aestilignosa. — N. red. rom.*

este podzolirea, însă o podzolire moderată de verile calde și umede. Solurile sînt, în consecință, din grupul solurilor argiloiluviale. Spre latitudinile inferioare tendința de lateritizare crește și apar soluri argiloiluviale intens și profund debazificate; spre interiorul continentelor notăm tendința de calcizare, pădurea de foioase extinzîndu-se în regiunile cu soluri mai închise de fîneață (soluri de prerie și cernoziomuri). În pădurile verzi vara, cu frunze căzătoare, solul este acoperit cu un strat gros de frunze, și conține humus din abundență.

Deoarece regiunile cu asemenea păduri au fost bine populate timp de multe secole, n-au mai rămas aici decît puțini martori ai pădurii originare. Majoritatea pădurilor existente sînt modificate de diferite operații silvicole. Mari întinderi de pădure au cedat locul terenurilor agricole, așezărilor și șoselelor.

6. *Pădurea cu frunze aciculare* * este alcătuită mai ales din arbori conici, cu trunchiuri drepte și ramuri relativ scurte și cu frunze mici, subțiri în formă de ac. Acești arbori sînt cunoscuți sub denumirea de conifere (fig. 21.12). Fiind veșnic verde, această pădure asigură umbrirea intensă și continuă a terenului, astfel încît straturile inferioare de vegetație sînt rare sau absente, cu excepția unui covor gros de mușchi care apare sporadic. Speciile sînt puține; regiuni întregi pot fi acoperite cu una sau două specii.

Dacă privim harta răspîndirii vegetației pe glob (planșa 4, clasa *F*) vom vedea că pădurea cu frunze aciculare predomină în două mari zone, una situată în Eurasia, iar cealaltă în America de Nord, care străbat continentele pe direcția est-vest la latitudinile de 45°—75°. În America de Nord, Europa și Siberia de vest pădurea este alcătuită din conifere veșnic verzi ca molidul *(Picea)*, bradul *(Abies)* și pinul *(Pinus)*, pe cînd în partea centrală de nord și răsăriteană a Siberiei predomină laricele *(Larix)* care-și pierde frunzele iarna, formînd o pădure cu frunze căzătoare (fig. 21.13). În pădurea cu frunze aciculare se întîlnește adesea scorușul. Plopul tremurător și plopul balsamifer *(Populus balsamifera)*, salcia și mesteacănul tind să se introducă rapid în zonele în care pădurea a fost distrusă de incendii sau pot fi găsite pe malul apelor curgătoare sau în locurile deschise.

* *Aciculilignosa.* — *N. red. rom.*



Fig. 21.12 Pădure de molid pe cursul superior al rîului Peribonka, în provincia canadiană Quebec (foto Pierre Dansereau).

Pădurea sempervirentă cu frunze aciculare se extinde la latitudini mai coborîte în regiunile montane sau pe platouri înalte. Astfel, în partea de vest a Americii de Nord această formație se extinde spre sud în S.U.A. în zona Munților Stîncoși, Sierra Nevada și Munții Cascadelor, ca și în por-

Fig. 21.13 Pădure rară de larice *(Larix dahurica)* în regiunea rîului Tompo, la circa 64° latitudine nordică, lîngă Iakutsk (U.R.S.S.). Aici laricele este la limita sa nordică (foto I. D. Kildușevski, oferită de prof. B. A. Tihomirov de la Institutul botanic Komarov, Leningrad).





Fig. 21.14 Pădure mixtă de pin alb, brad Douglas și molid Engleman pe versanții vestici ai Munților Cascadelor, statul Washington (foto *U.S. Forest Service*).



Fig. 21.15 Pădurice de arbori *Sequoia* **în Sequoia National Park din statul California. Arborele cel mai mare măsoară 15 m circumferință** *(American Museum of Natural History)*.

țiuni din platourile înalte din sud-vest. În Europa păduri de acest fel prosperă pe toți munții mai înalți, pătrunzînd adînc în peninsula Scandinavă.

Pădurile sempervirente cu frunze aciculare din California și provincia British Columbia sînt deosebit de interesante. Aici, într-un regim de precipitații abundente formate pe pantele munților și cu o mare umezeală a aerului se întîlnesc probabil cele mai dense păduri de conifere, cu arborii cei mai mari din lume. Demni de a fi amintiți sînt codrii de *Sequoia sempervirens*, *Sequoiadendron giganteum* și *Pseudotsuga taxifolia* (fig. 21.14). În aceste păduri unii arbori pot atinge înălțimi de peste 100 m și grosimi de peste 20 m (fig. 21.15).

Întrucît o mare parte a întinderilor acoperite cu păduri sempervirente cu frunze aciculare din Europa și America de Nord a fost supusă glaciației pleistocene (stadiul Wisconsin), în această zonă există numeroase lacuri și depresiuni slab drenate. Aici vom întîlni acea vegetație hidrofită descrisă în capitolul 20 ca formînd o succesiune de mlaștină și ducînd la acumularea unor straturi groase de turbă, numite în Canada *muskeg*.

Podzolirea — regimul pedogenetic al pădurilor cu frunze aciculare — este consecința directă a regimului climatic continental cu o puternică influență polară. Iernile lungi și reci, cu temperaturi foarte joase, cu veri scurte și răcoroase inhibă activitatea

bacteriană și permit acumularea masivă a materiei organice, mai ales în locurile slab drenate. Deși precipitațiile sînt reduse în regiunile continentale, ele sînt foarte eficace în condiții de climă rece. Pe coastele vestice ale Europei și Americii de Nord se manifestă faza răcoroasă a climatului marin de coastă vestică și un climat subarctic marin umed și răcoros. Precipitațiile sînt foarte bogate, ceea ce, combinat cu un regim termic răcoros dar uniform, înlesnește podzolirea. Așa cum am explicat în capitolul 18, coniferele se dezvoltă pe soluri slab acide sau acide, rezultate în urma levigării (spălării) parțiale sau totale a bazelor.

7. *Pădurea sempervirentă de esențe tari* * *(pădurea xerofilă)* este alcătuită din arbori scunzi cu frunze mici, dure, pieloase. Arborii sînt de regulă strîmbi, cu ramuri joase și scoarță groasă. Clasa de formație include mari porțiuni de *vegetație lemnoasă* — pădure rară în care coronamentul dă o acoperire de numai 25—60%. Mai există aici și ținuturi întinse de tufăriș — formație alcătuită din arbuști cu acoperire de circa 50% (fig. 21.16). Arborii și arbuștii sînt veșnic verzi, păstrîndu-și frunzele neschimbate în ciuda unei secete anuale severe. Stratificarea e puțin pronunțată, deși putem întîlni un strat de ierburi primăvara.

Acest tip de pădure se asociază strîns cu clima subtropicală cu vară uscată (mediteraneană), fiind deci limitat ca așezare geografică mai ales la coastele vestice între latitudinile de 30° și 40—45° (planșa 4, clasa *D*). În ținuturile mediteraneene pădurea de esențe tari constituie o îngustă fîșie periferică pe țărmuri. Aici vegetația lemnoasă se compune din arbori ca stejarul de plută *(Quercus suber)*, pinul de Alep *(Pinus halepensis)*, coconarul *(Pinus pinea)*, măslinul *(Olea europaea)* și *Quercus ilex*. Codrii luxurianți de odinioară poartă amprenta activității umane exercitată de secole asupra mediului natural, fiind reduși la forma de păduri rare sau desființați. În locul lor, pe mari întinderi s-a format un tufăriș dens *(maquis)* alcătuit din numeroase specii, unele foarte spinoase. Cealaltă zonă cu asemenea păduri din emisfera nordică o găsim în munții de pe coasta peninsulei California. Există aici păduri rare compuse mai ales din *Quercus agrifolia* și *Quercus lobata*. O mare parte a vegetației este tufăriș sau „pădure pitică“ *(chaparral)*, a cărei



Fig. 21.16 *Chaparral* **(formație arbustivă subtropicală din stejari sempervirenți și alte specii) pe versanții montani abrupți ai pădurii experimentale San Dimas, lîngă Glendora, statul California, 1953). Vegetația a fost ferită de incendii timp de mulți ani (foto A. N. Strahler).**

Fig. 21.17 Detaliu al vegetației de *chaparral* **din pădurea experimentală San Dimas. În partea stîngă se vede un pluviometru cu diametrul de 20 cm (foto A. N. Strahler).**



* *Durilignosa. — N. red. rom.*

compoziție variază cu altitudinea și gradul de expunere (fig. 21.17). Acest *chaparral* poate conține liliac sălbatic *(Ceanothus)*, manzanita *(Arctostaphylos)*, mahon de munte *(Cercocarpus)*, „stejar veninos“ *(Rhus diversiloba)* și *Quercus agrifolia*. În Chile și în regiunea Cap-ului din Republica Sud-Africană pădurea este reprezentată prin tufărișuri asemănătoare *maquis*-ului, alcătuite totuși dintr-o floră foarte deosebită de cea din emisfera nordică. Întinderi însemnate de pădure xerofilă, pădure rară și tufărișuri găsim și în regiunile de sud-est, central-sudice și sud-vestice ale Australiei; ele includ mai multe specii de salcîm și eucalipt (fig. 21.18). Regimul subtropical cu vară uscată (mediteranean) în care se dezvoltă pădurea sempervirentă cu esențe tari, impune un intens stress de mediu, deoarece anotimpul secetos coincide cu o perioadă de temperaturi ridicate ale aerului, ceea ce face ca vara să se înregistreze un mare deficit de apă (vezi fig. 14.7, *E*). Prin contrast, iarna blîndă și umedă este foarte propice unei dezvoltări rapide a vegetației. Regimul pedogenetic este asociat cu semiariditatea — calcificare — și duce la apariția unor soluri al căror orizont *B* conține carbonat de calciu precipitat. O mare parte a regiunilor acoperite cu acest tip de pădure, pădure rară și tufăriș, prezintă soluri castaniu-roșcate, roșii de prerie și brun-roșcate, iar în ținuturile mediteraneene *terra rossa*.

Biohora de savană

8. *Pădurea rară de savană* se compune din arbori rari, permițînd formarea unui strat inferior dens alcătuit din ierburi sau arbuști. Această clasă de formație este uneori denumită „parc“ din cauza aspectului deschis, asemănător unui parc, al vegetației. Pădurea rară de savană se asociază cu un regim climatic suficient de arid ca să împiedice dezvoltarea unui coronament compact.

Mulți geografi asociază această pădure rară cu clima tropicală cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat. Tocmai această varietate tropicală de pădure rară a fost avută în vedere prin includerea pădurii rare de savană în clasa de vegetație *C* (planșa 4). Totuși, sub aspectul structurii vegetației, putem lărgi definiția acestei păduri rare, incluzînd și pădurile rare de la latitudini medii — de pildă pădurile deschise de pini galbeni, pini piñon și ienuperi, care în vestul Statelor Unite apar într-o zonă de altitudine situată deasupra tufărișului de pelin și sub pădurile cu frunze aciculare. Am putea, de asemenea, include în această clasă de formație pădurile rare de eucalipți din sudul Australiei, pe care anterior le-am plasat în formația pădurii sempervirente cu esențe tari.

În pădurea rară de savană tropicală arborii sînt de înălțime medie, cu coroane turtite sau în formă de umbrelă, iar trunchiurile prezintă un ritidom gros și aspru (vezi fig. 21.20). Acești arbori tind către forme xerofite cu frunze mici și spini, sau pot avea frunze căzătoare, pe care le pierd în anotimpul arid. În această privință pădurea rară de savană tropicală este foarte asemănătoare pădurii musonice, în care de altfel trece. Găsim aici specii de arbori rezistente la incendiile ce bîntuie în stratul inferior în anotimpul uscat. Aceste incendii împiedică invazia multor copaci de pădure umedă care ar putea crește în regimul climatic cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat.

Pădurea rară de savană tropicală acoperă mari întinderi în Africa, America de Sud, Asia de sud-est, Australia de nord, America centrală și insulele din Marea Caraibilor (planșa 4, clasa *C*). Procesul pedogenetic dominant este cel de lateritizare.

9. *Tufișurile spinoase și tufișurile tropicale* (care pot fi tratate ca două clase de formație diferite) constau din arbori și arbuști xerofiți ce reacționează la un regim climatic cu sezon uscat foarte lung și cu sezon ploios scurt dar intens. Tufișurile spinoase (numite și „păduri spinoase“) sînt alcătuite din arbuști lemnoși înalți și denși, de regulă cu spini pe care îi leapădă în mare măsură (fig. 21.19). Pot fi găsiți aici și cactuși. Stratul inferior de ierburi se compune din plante anuale care dispar, cele mai multe, în anotimpul uscat sau din graminee. În zonele mai aride stratul inferior poate fi alcătuit doar din smocuri de iarbă cu mari întinderi de pămînt lipsit de vegetație. Un exemplu de tufișuri spinoase ni-l oferă *caatinga* din nord-estul Braziliei — o pădure spinoasă deschisă din regiunile înalte aride. Un alt exemplu îl găsim în *dornveld*-ul din partea de sud a Africii. Tufișurile tropicale formează o vegetație densă de arbuști lemnoși scunzi care cresc în pîlcuri separate prin terenuri nude. Acest tip de tufișuri poate apărea în porțiunile cu piatră, pietriș sau nisip din zona tufișurilor spinoase.

Tufişurile spinoase şi tufişurile tropicale sînt incluse în clasa *C*, planşa 4, ca formaţii ale regimului climatic tropical cu două anotimpuri, unul umed şi altul uscat. Ele se întîlnesc în multe părţi ale lumii unde acest regim climatic trece în regim de deşert tropical. Solurile vădesc influenţa aridităţii şi sînt supuse calcizării şi salinizării în locurile slab drenate. O mare parte a ţinuturilor acoperite cu aceste formaţii au soluri brun-roşcate şi castaniu-roşcate (mediteraneene).

10. *Savana* * este un tip de vegetaţie constînd din arbori rar răspîndiţi, ce se înalţă deasupra unui strat inferior mai mult sau mai puţin continuu, dominat de graminee. Deşi termenul de „savană" se aplică cel mai adesea vegetaţiei întîlnite la latitudini tropicale şi subtropicale, structuri vegetale similare apar şi în ţinuturile subarctice din emisfera nordică — taiga (vezi „regiunea lemnoasă rece"). În accepţia de faţă, savana este cea de la latitudinile joase, inclusă în clasa *C* a hărţii vegetaţiei (planşa 4) ca înrudindu-se cu pădurea rară de savană tropicală, pădurea musonică, tufişurile spinoase şi tufişurile tropicale. Ca şi rudele ei, savana tropicală este o reacţie la regimul climatic tropical cu două anotimpuri, unul umed şi altul uscat, în care epoca de secetă pronunţată are temperaturi ceva mai răcoroase, cu o perioadă de căldură intensă chiar înaintea venirii ploilor.

La fel ca pădurea rară de savană, savana tropicală cuprinde arbori şi arbuşti xerofiţi sau cu frunze căzătoare. Pe alocuri aceşti arbori sînt palmieri, rezultatul fiind o „savană cu palmieri". Ierburile savanei tropicale sînt înalte, cu frunze dure, grosiere, depăşind de regulă înălţimea omului şi ajungînd uneori pînă la 4 m deasupra solului. În anotimpul uscat aceste ierburi formează o pătură gălbuie de paie foarte inflamabile, supusă periodic incendiilor. Se consideră că arderea periodică a ierburilor din savane asigură menţinerea fîneţelor, împiedicînd invazia pădurii. Focul nu distruge părţile subterane ale plantelor, dar limitează dezvoltarea plantelor lemnoase la cîţiva indivizi din specii rezistente. Consumarea frunzişului de către animale — proces care nimiceşte mulţi arbori tineri — este un alt factor de menţinere a fîneţei împotriva pădurii.

Savana africană este probabil cea mai renumită dintre savanele tropicale, străbătînd continentul de la est spre vest în două mari fîşii situate aproximativ de-a lungul paralelei de 10° latitudine nord şi sud şi legate în estul Africii printr-o fîşie lată



Fig. 21.18 Pădure rară de eucalipt în Munţii Darling din partea de vest a Australiei (foto *American Geographical Society).*

Fig. 21.19 Tufişuri spinoase în regiunea rîului Tona din Africa centrală (foto Expediţia Akeley, *American Museum of Natural History).*



* ***Hiemiduriherbosa — N. red. rom.***



Fig. 21.20 Savană africană cu ierburi înalte în Kenya (foto Richard U. Light, *American Geographical Society).*



Fig. 21.21 Boabab *(Adansonia digitata)* **lîngă Nairobi, în Kenya (foto Expediția Akeley,** *American Museum of Natural History).*

nord-sud (fig. 21.20). La latitudinile ecuatoriale savana africană înlocuiește pădurea umedă din cauza aridității regiunilor înalte din Sudan, Kenya și Tanzania. Speciile caracteristice sînt salcîmii cu coroană aplatizată *(Acacia)* și grotescul boabab *(Adansonia digitata)*, care are un trunchi gros unde se înmagazinează apa (fig. 21.21). Gramineea *Pennisetum purpureum* formează tufișuri aproape impenetrabile ce pot atinge 5 m înălțime.

Savana sud-americană este ilustrată de *campo cerrado* din interiorul regiunilor înalte ale Braziliei (fig. 21.22). Arborii de aici sînt în cea mai mare parte veșnic verzi, cu rădăcini adînci, putînd ajunge la nivelurile inferioare ale umezelii din sol, care nu sînt disponibile ierburilor în anotimpul uscat.

Alte savane importante găsim în nordul Australiei, India și sud-estul Asiei. Un exemplu ni-l furnizează savana *mesquite* din Texas. Interesantă pentru cercetătorul american este mica porțiune de savană tropicală relativ specializată (edafică) din sudul Floridei — Everglades. Așezată pe o formație de calcar, cîmpia Everglades, extrem de joasă și netedă este inundată în timpul ploilor de vară, devenind mlăștinoasă. Iarna regiunea suferă de o uscăciune extremă. Cea mai mare parte a ținutului este acoperită cu o ciperacee grosieră, *Cladium effusum*. Există și arbori rari — palmieri și, în punctele mai înalte, pini.

Procesul pedogenetic cel mai strîns asociat cu savana tropicală este lateritizarea, favorizată de temperaturile înalte asociate cu anotimpul ploios. Totuși, pe măsură ce savana înaintează spre latitudini superioare, unde apar tufișuri spinoase și, în final, fînețe de stepă, lateritizarea este înlocuită de calcizare.

11. *Semideșertul* este o vegetație de arbuști xerofiți cu un strat inferior ierbaceu slab dezvoltat. Arborii sînt, în general, absenți. Vegetația de semideșert este bine formată în climatele aride subtropicale și de latitudini medii cu precipitații totale anuale mici și cu temperaturi ridicate vara. Un exemplu îl constituie vegetația de pelin *(Artemisia tridentata)* din centrul și sudul regiunii Munților Stîncoși și din podișul Colorado (fig. 21.23). Vegetația de semideșert pare să se fi extins recent în regiuni din vestul Statelor Unite anterior ocupate de fînețe de stepă, ca o consecință a pășunatului excesiv și a bătătoririi terenului de către vite.

În harta vegetației (planșa 4) semideșertul este cuprins împreună cu vegetația de deșert uscat. Vegetația de arbuști xerofili apare pe marginile mai puțin aride ale deșerturilor și în locurile mai înalte din deșerturi. Procesele pedogenetice sînt calcizarea, care produce soluri brune și soluri cenușii de deșert și, în regiunile slab drenate, salinizarea.

12. *Tufărișul* de *Ericacee (Heath)* este un strat scund și dens de arbuști care de regulă nu depășesc 25 cm în înălțime și se întîlnește la latitudini medii și superioare cu climă răcoroasă dar foarte uniformă (fig. 21.24). Vegetația este dominată de membrii familiei Ericacee

și de mușchi. O plantă obișnuită a vegetației de tufăriș este iarba neagră *(Calluna vulgaris)*. În climatele foarte reci tufărișul de Ericacee cuprinde sălcii și mesteceni arbustiformi.

Răspîndirea tufărișurilor de Ericacee nu este indicată pe harta vegetației (planșa 4), dar o găsim în mici arii din clasele *E* și *I*. Dezvoltarea acestei forme este înlesnită de clima marină răcoroasă a coastelor vestice. Ea necesită precipitații bine repartizate și un regim termic cu interval anual mic. Procesul pedogenetic este cel de podzolire, iar solurile sînt acide. Exemple de asemenea vegetație găsim în Irlanda și pe țărmurile de vest expuse ale Insulelor britanice *(moors)* ca și în vestul, centrul și nordul Europei.

13. *Regiunea rece cu păduri*, ultima clasă de formație din biohora de savană este o formă limitată la climele foarte reci, subarctice și de tundră. Arborii sînt scunzi și rari. Poate exista un strat de arbuști bine dezvoltat. Se remarcă învelișul de licheni și mușchi de pe sol. Regiunea lemnoasă rece echivalează în esență cu ceea ce se numește taigă * și se întîlnește pe franjurile nordice ale pădurilor cu frunze aciculare de la latitudini înalte, constituind astfel tranziția spre tundra fără arbori și tufărișul de Ericacee arctic.

În America de Nord arborii reprezentativi ai acestei formații sînt molidul negru *(Picea mariana)* și laricele *(Larix laricina)*. În nordul Scandinaviei un mesteacăn arbustiform *(Betula odorata)* formează păduri rare, cu un strat scund de licheni, cum ar fi *Cladonia rangiferina* (fig. 21.25). În Siberia predomină laricele *(Larix)*. Păduri rare cu mesteceni și licheni găsim și în zonele subarctice din Canada de nord-vest și Alaska.

Regiunea lemnoasă rece este dominată de regimul climatic polar, cu ierni lungi și aspre, în care toată apa din sol îngheață timp de multe luni. Scurta „vară" de aici, cînd insolația continuă o mare parte din zi, provoacă dezghețul unui strat superficial. Procesele pedogenetice tind spre gleizare în locurile slab drenate și spre podzolire pe terenurile înalte.

Regiunile reci cu păduri nu sînt indicate separat pe harta vegetației (planșa 4) dar pot fi găsite în zonele de tundră (clasa I), de-a lungul limitei pădurilor cu frunze aciculare (clasa *F*).

*** Termenul de „taigă" include de asemenea, în accepția uzuală, pădurea cu frunze aciculare, regiunea lemnoasă cu frunze aciculare și savana cu frunze aciculare.**



Fig. 21.22 *Campo cerrado* **la Pirassununga, Sao Paulo (Brazilia) (foto Pierre Dansereau).**



Fig. 21.23 Semideșert cu pelin, abrupturile Vermilion lîngă Kanab, statul Utah (1906) (foto Douglas Johnson).

Fig. 21.24 Tufărișuri de Ericacee compuse mai ales din iarbă neagră *(Calluna vulgaris)* **pe depozite morenaice, în nordul comitatului North Suffolk (foto** *S. R. Eyre)*.





Fig. 21.25 Pădure rară cu licheni (pădure boreală deschisă) pe un șes nisipos din delta rîului Hamilton, în peninsula Labrador. Se văd molizi negri și mesteceni albi mărunți. Solul este acoperit cu licheni *(Cladonia)* **(foto F. Kenneth Hare,** *American Geographical Society).*

Biohora de fîneață

14. *Preria* * este alcătuită din ierburi înalte, dominante, și subarbuști (plante semilemnoase cu frunze mari) (fig. 21.26). Arborii și arbuștii lipsesc aproape total, dar pot apărea în aceleași regiuni sub forma unor petice de pădure sau fîșii lemnoase pe văi și în alte forme depresionare. Ierburile au rădăcini adînci și formează o pajiște continuă și densă. Gramineele înfloresc primăvara și la începutul verii, iar subarbuștii spre sfîrșitul verii. În statul Iowa — zonă tipică de prerie cu ierburi înalte — gramineele reprezentative sînt *Andropogon gerardi* și *Andropogon scoparius;* un subarboret caracteristic este *Rudbeckia nitida.*

* *Aestiduriherbosa.— N. red. rom.*

Fig. 21.26 Preria Kalsow (statul Iowa) a fost rezervată ca tip de prerie virgină (State Conservation Commission of Iowa).



Preriile cu ierburi înalte se asociază cu tipurile de climă continentală a latitudinilor medii denumite *subumede*, adică cu acele clime în care evapotranspirația și precipitațiile medii anuale se echilibrează, variind între 50 și 100 cm. Vara temperaturile aerului și solului sînt ridicate, astfel încît pe terenurile înalte umezeala din sol nu permite creșterea arborilor, iar sursele de apă mai adînci nu pot fi atinse de rădăcinile acestora. Preriile nord-americane constituie un coridor lat ce se extinde din Illinois spre nord-vest pînă în sudul provinciilor Alberta și Saskatchewan. Pe harta vegetației (planșa 4), aceste prerii cuprind regiunile răsăritene și nordice ale clasei *G.* Zone împădurite se amestecă cu cele de prerie într-o fîșie de tranziție între regiunile de pădure și prerie.

Deoarece preriile cu ierburi înalte se transformă treptat în prerii cu ierburi scunde și apoi în fînețe de stepă, paralel cu sporirea aridității, nu este util să încercăm a prezenta toate regiunile din lume cu prerii cu ierburi înalte. În Europa un ținut tipic de asemenea prerie este *pusta* maghiară. *Pampasul* argentinian este adesea citat ca regiune de prerie, ca și unele întinderi din nordul R.P. Chineze.

Procesul pedogenetic asociat cu vegetația de prerie este cel de calcizare, care duce la formarea solurilor cu profil de cernoziom și de sol de prerie caracterizate prin orizonturi *A* și *B* groase, de culoare brun-închis. Rădăcinile ierburilor pătrund adînc în aceste soluri. Bazele aduse la suprafață prin creșterea plantelor sînt eliberate și restituite solului, reînnoind fertilitatea acestuia.

15. *Stepa* *, uneori denumită prerie cu ierburi scunde, este o formație alcătuită din ierburi scunde, distribuite rar și care tind să crească în smocuri (fig. 21.27). În stepe pot apărea mici arbori și arbuști rari, ca și toate formele de tranziție spre vegetația de semideșert și regiune lemnoasă. Su-

* *Aestiduriherbosa. — N. red. rom.*



Fig. 21.27 Vegetație cu ierburi joase în regiunea Great Plains, statul Kansas (foto Joseph Muench).

prafețele acoperite cu vegetație sînt reduse și există mari porțiuni de teren nud. Găsim aici numeroase specii de graminee și alte ierburi; o plantă tipică a stepei americane este *Buchloe dactyloides;* alte specii tipice sînt floarea-soarelui *(Helianthus rigidus)* și *Oxytropis lambertii.*

Răspîndirea pe glob a vegetației de stepă este foarte largă în raport cu latitudinea, variind între ecuator și paralelele de 55° latitudine nordică și 45° latitudine sudică (planșa 4, clasa *G*). Stepele de la latitudini joase constituie tranziția de la vegetația climelor tropicale cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat, către cea a deșerturilor aride. Stepele din nordul Africii fac trecerea de la clima mediteraneană, cu pădurile ei xerofile, la deșertul african. Stepele de la latitudini medii se asociază cu un regim climatic continental semiarid, în care, cu tot maximul de ploi din vară, evaporarea depășește în medie precipitațiile. În aceste stepe iernile sînt reci și uscate, iar verile calde sau foarte calde. În acest regim climatic procesul pedogenetic dominant este calcizarea, cu salinizare pe terenurile slab drenate. Solurile conțin un mare excedent de carbonat de calciu precipitat și sînt foarte bogate în baze. Predomină solurile brune. Conținutul în humus este relativ mic datorită slabei dezvoltări a vegetației.

16. *Tundra ierboasă* (inclusiv *fîneața alpină)* este o formație de fîneață limitată la climele foarte reci cu umezeală disponibilă abundentă și cu soluri adesea saturate. Tundra ierboasă a regiunilor arctice se dezvoltă bine într-un regim cu zile lungi de vară în timpul cărora gheața din sol se topește doar pe un strat subțire superficial. Solul înghețat din orizonturile profunde rămîne impermeabil, iar apa rezultată nu se poate infiltra. În consecință vara vom găsi condiții de mlaștină pe mari întinderi, cel puțin o scurtă perioadă de timp. Humusul se acumulează într-un orizont bine dezvoltat.

Plantele ierboase ale tundrei arctice sînt scunde și în majoritate ierbacee, deși pe alocuri pot apărea sălcii pitice *(Salix herbacea)*. Tundra este dominată de un strat scund de rogozuri, graminee, mușchi și licheni (fig. 21.28). Specii tipice sînt *Carex bigelowii*, *Poa arctica*, *Eriophorum* și *Cetraria nivalis*. Întîlnim de asemenea numeroase specii de subarbuști, care vara produc flori multicolore. Variații considerabile în alcătuirea tundrei sînt determinate de trecerea de la habitate umede la habitate bine drenate. O astfel de tundră este alcătuită din insulițe conturate de plante, separate între ele de apă. În regiunile de tundră ierboasă putem de asemenea găsi zone de tufăriș arctic, compus din sălcii și mesteceni.

În clima subarctică și în condiții de drenaj slab, regimul pedogenetic tinde către gleizare. Mărimea plantelor este parțial limi-

Tundra alpină este similară celei arctice în multe privințe, deși la latitudinile joase regimul zilnic de insolație în timpul anului contrastează puternic cu cel de la latitudini înalte. Harta vegetației (planșa 4) nu indică zonele de tundră alpină, deși acestea sînt numeroase și pot fi găsite în majoritatea ținuturilor înalte.



Fig. 21.28 Pajiște de *Eriophorum* în cîmpia litorală arctică a peninsulei Alaska (foto William R. Farrand)

tată de ruperea mecanică a rădăcinilor în timpul perioadelor de îngheț și dezgheț a stratului superficial din sol, ceea ce face ca plantele să nu aibă rădăcini adînci. Iarna, datorită vînturilor uscate și acțiunii mecanice a zăpezii purtate de vînt, plantele aflate deasupra zăpezii sînt deteriorate.

La toate latitudinile, acolo unde altitudinea este suficient de mare, se formează o tundră alpină între limita superioară a arborilor și limita inferioară a zonei de îngheț cu roci nude și zăpadă veșnică.

Biohora de deșert

17. *Deșertul uscat** este o formație de plante xerofile rar răspîndite și constituind un înveliș vegetal aproape neglijabil. În perioadele uscate (care predomină) vegetația vizibilă se compune din mici tufișuri spinoase sau cu frunze dure, plante suculente (cactuși sau ierburi dure). Pot exista numeroase specii de plante mici anuale, dar acestea apar numai atunci cînd rarele dar bogatele ploi de aici satureză solul.

Flora deșerturilor variază mult dintr-o parte a globului în alta. În deșerturile Mohave-Sonora din sud-vestul Statelor Unite plantele sînt adesea mari și, pe alocuri, iau chiar un aspect aproape asemănător regiunilor cu păduri (fig. 21.29). Specii bine cunoscute sînt *Carnegiea gigantea*, *Opuntia imbricata*, *Fouquiera splendens*,

* *Siccideserta. — N. red. rom.*

Fig. 21.29 Vegetație de arbuști în deșertul Sonora din nord-vestul Arizonei. În primul plan, în stînga, octillo *(Fouquiera spendens)*; în stînga, în planul al doilea, cactuși saguaro *(Carnegiea gigantea)* (foto A. N. Strahler).



Larrea tridentata și *Dalea spinosa*. Mari porțiuni ale „deșertului" din sud-vestul S.U.A. sînt de fapt tufărișuri, tufișuri spinoase, savane sau fînețe de stepă. În deșertul Sahara (care în general este mult mai arid decît deșerturile americane), o plantă caracteristică este *Stipa*, o graminee dură; alta, care crește în albiile uscate ale cursurilor de apă intermitente, este cătina *(Tamarix)*. Deșertul de pe coasta Africii de sud-vest este cunoscut pentru ciudata plantă tumboa *(Weltwitschia mirabilis)* cu frunze în formă de benzi ce pornesc radial dintr-o tulpină scurtă care se continuă cu o rădăcină pivotantă ce pătrunde adînc în pămînt (fig. 21.30).

Mari întinderi din zona atribuită vegetației de deșert uscat nu prezintă plante de dimensiuni vizibile, fiind alcătuite din dune mișcătoare sau din sărături aproape sterile.

Răspîndirea deșerturilor uscate este indicată pe harta vegetației (planșa 4, clasa *H*). Așa cum rezultă din studiul climei, există trei variante ale acestei formații. Deșerturile tropical continentale propriu-zise sînt extrem de aride și au temperaturi ale aerului și solului extrem de ridicate; deșerturile de la latitudini medii (între 30° și 35°) prezintă atît ariditate, cît și un mare interval termic anual cu valori extreme de iarnă; deșerturile tropicale de pe coastele vestice vădesc o uniformitate remarcabilă și o temperatură relativ scăzută, ca și cețuri de coastă persistente. Procesul pedogenetic dominant al deșerturilor uscate este salinizarea, care provoacă apariția eflorescențelor de sare pe mari suprafețe, unde pot supraviețui doar plante halofile. Calcizarea se manifestă în regiunile înalte și bine drenate; cruste și depuneri de carbonat de calciu (calcar) sînt un fenomen obișnuit. Humusul lipsește, iar solurile sînt de culoare cenușiu-deschisă sau roșie (de exemplu solul cenușiu subdeșertic și soluri roșii de deșert).

18. *Deșertul arctic pietros* este echivalentul arctic al deșertului uscat, apărînd în climele foarte reci de tundră și calotă glaciară. Acest deșert se compune din suprafețe pietroase, rezultate din acțiunea intensă a înghețului, cu mici petice de sol mineral cu textură fină. Vegetația este foarte rară și alcătuită mai ales din licheni, mușchi și cîțiva arbuști mici (fig. 21.31). De exemplu în nordul insulei Baffin, plantele tipice sînt o mică salcie polară *(Salix polaris)*, *Saxifraga oppositifolia* și *Rhacomitrium lanuginosum*.

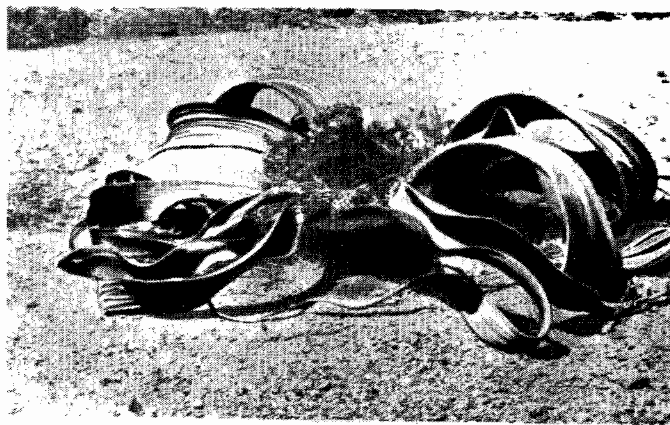


Fig. 21.30 Planta tumboa *(Weltwitschia mirabilis)* pe un șes nisipos din deșertul Kalahari (foto Robert J. Rodin).



Fig. 21.31 Vegetație de deșert arctic pietros la Etah, în Groenlanda. În stînga planta *Dryas integrifolia;* în dreapta, *Cerastium alpinium* (foto Expediția Crockerland, *American Museum of Natural History*).

Deşerturile arctice pietroase pot înainta spre nord pînă la limita extremă a uscatului (84° lat. N), iar spre sud pînă în porţiunile libere de gheţuri ale Antarcticii. Procesele pedogenetice sînt în principal limitate la dezagregarea rocilor prin îngheţ, care dă naştere unor poligoane de piatră în care particulele mai fine se separă de cele mai grosiere. Pe harta vegetaţiei (planşa 4), deşertul arctic pietros este cuprins în clasa I, alături de tundra ierboasă şi tufărişul arctic.

Această încercare de a clasifica vegetaţia globului într-un număr de clase de formaţie şi de a arăta răspîndirea lor cu ajutorul hărţii, nu poate fi, din păcate, decît o prezentare incompletă. Infinitele variaţii din structura vegetaţiei refuză să se supună unui sistem simplu categoric. Mai mult, nu există un acord general între specialişti în privinţa categoriilor de clasificare şi a hărţilor respective. Geograful trebuie să-şi formeze o imagine despre marile sisteme de formaţii vegetale ca reacţii la spectrul regimurilor climatice şi să înţeleagă principiile de bază şi aspectele distribuţiei care sînt comune majorităţii sistemelor, ferindu-se de a da atenţie contradicţiilor şi complexităţilor aparente pe care le întîlneşte frecvent.

Partea a patra Relieful scoarței terestre

Capitolul 22
Relieful și constituția petrografică

FORMELE DE RELIEF—CONFIGURAȚII geometrice distinctive ale suprafeței uscatului terestru — sînt de importanță primordială pentru geograf, influența lor asupra activității omenești fiind evidentă oricărui observator atent. Un lanț muntos poate constitui, de exemplu, o barieră eficace între grupările de populație ce trăiesc în depresiunile adiacente. Pe de altă parte, într-o regiune de cîmpie, de obicei cu o mare densitate a populației și resurse agricole bogate există condiții pentru dezvoltarea unei rețele de șosele și căi ferate care să permită stabilirea de legături între diferitele așezări. Un țărm dantelat, cu porturi naturale bune, dar mărginit de munți accidentați oferă condiții pentru ca aici să ia naștere o populație de navigatori, ce se îndeletnicește cu pescuitul, cu comerțul maritim și construcții navale. În schimb, dacă în zona litorală apele sînt puțin adînci, lipsite de porturi naturale, aici dezvoltîndu-se cîmpii fertile, atunci activitatea omului se va îndrepta, în mod firesc, spre agricultură.

Exemple ale influenței directe pe care o exercită relieful asupra tipurilor de activitate umană ar putea fi citate aproape la infinit; există, în plus, și o serie de influențe indirecte. Așa cum am văzut atunci cînd ne-am ocupat de răspîndirea precipitațiilor, prezența unui lanț de munți înalți poate afecta profund climatul regiunilor învecinate. Dacă el împiedică circulația curenților de aer umed spre o zonă depresionară, aceasta va deveni un deșert. Într-o regiune muntoasă clima devine mai rece și mai umedă pe măsură ce crește altitudinea, de unde decurge o succesiune pe verticală a condițiilor agricole și silvice care, la rîndul lor, determină tipul de activitate umană și produsele naturale ce pot fi obținute. Gradul de înclinare a pantelor determină în mare măsură calitatea solului. Pe pantele de deal și de munte solurile sînt subțiri, relativ sărace, expuse unei eroziuni devastatoare, atunci cînd pămîntul a fost arat în sensul pantei. Cîmpiile prezintă condiții pentru formarea unor orizonturi de sol groase, bogate în substanțe nutritive, afectate mai puțin de eroziune, chiar în cazul unor tehnici agricole necorespunzătoare.

Geomorfologia

Studiul sistematic al formelor reliefului terestru poartă denumirea de *geomorfologie* (*geo*, pămînt; *morphe*, formă; *logos*, știință).

Trăsăturile diferite ale reliefului au condus la stabilirea unor subdiviziuni — clase sau grupe. Pe geomorfolog îl interesează atît formele reliefului, cît și procesele care au condus la apariția lor și stadiile de dezvoltare în care se află. În prezenta lucrare vom studia formele de relief din punctul de vedere al genezei lor. Ca și omul în decursul vieții sale, trăsăturile peisajului trec printr-o serie ordonată de schimbări. Cunoscînd aceste stadii, putem asocia orice trăsătură cu un anumit eveniment din ciclul de evoluție a formelor de relief, dînd astfel o anumită ordine și un caracter legic conceptelor noastre de dezvoltare a reliefului.

Descrierea genetică a formelor de relief

Este desigur posibil să descriem toate trăsăturile reliefului pe baza desfăşurării pe orizontală, a mărimii formelor, a unghiului de pantă și a orientării sale, fără să ne gîndim la originea sau dezvoltarea acestor forme, dar ar fi o abordare *empirică*. Pentru descrierea adecvată a celor mai simple configurații ale reliefului ne-ar trebui mari volume de cifre și de alte date faptice.

Dacă, pe de altă parte, examinăm atent dezvoltarea reliefului, vom vedea că în natură se repetă mereu, cu o similaritate remarcabilă, aceeași serie de forme. Pentru a clasifica și descrie un complex de forme pe baza unor secvențe ordonate de dezvoltare recurgem la o formulare concisă, indicînd: *a*, *structura* masei de rocă subiacentă; *b*, *procesul* prin care a fost sculptat relieful și *c*, *stadiul* de dezvoltare. O asemenea descriere se numește *genetică*, deoarece are în vedere geneza, originea reliefului. Cel care aude sau citește această descriere și cunoaște aspectul formelor ideale, poate plasa orice formă de relief la locul ei în schema naturală.

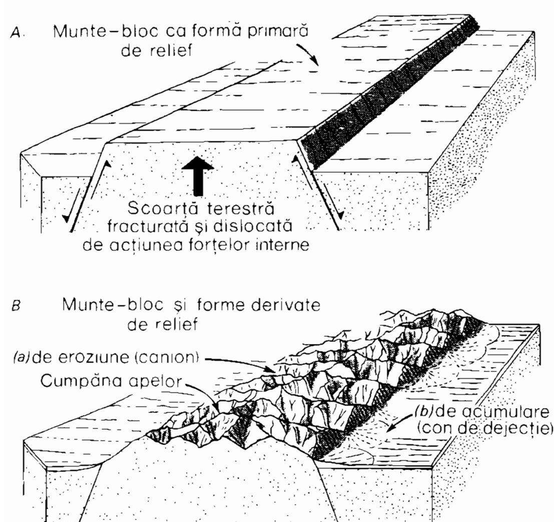


Fig. 22.1 Relief primar (*A*) și relief derivat (*B*).

Studiul sistematic al reliefului pe baza originii și stadiului de dezvoltare a acestuia a fost introdus de prof. William Morris Davis de la Universitatea Harvard, în jurul anului 1890. Influența lui a fost atît de mare, încît și astăzi numeroși geomorfologi din țările de limbă engleză folosesc schemele fundamentale elaborate de el.

Relief primar și relief derivat

În cadrul proceselor geologice există, la scară mare, două categorii fundamentale de relief. Prima este reprezentată de masele scoarței originare, ridicate sub acțiunea forțelor interne ale Pămîntului și a erupțiilor vulcanice. Acestea constituie *formele de relief primar* (fig. 22.1, *A*). Cea de a doua categorie o formează relieful rezultat sub acțiunea agenților externi; deoarece formele de relief apar în secvențe ordonate în urma formelor primare ele sînt denumite *forme de relief derivat* (secvențial) (fig. 22.1, *B*).

Un peisaj nu reprezintă decît un anumit stadiu dintr-o mare luptă geologică. Forțele interne ale Pămîntului ridică din cînd în cînd porțiuni din scoarță, construind forme primare. Agenții externi tocesc lent aceste mase, dînd naștere unui mare număr de forme secvențiale mai mici.

Toate stadiile acestei lupte pot fi întîlnite în diverse părți ale lumii. Acolo unde relieful este format din munți înalți, puternic accidentați, dominantă este acțiunea recentă a forțelor interne. În anumite regiuni cu relief de cîmpie joasă, se poate descifra, în schimb, victoria finală a forțelor externe. Pe lîngă aceste două cazuri există și o întreagă serie de stadii intermediare. Deoarece acțiunea forțelor interne se repetă, noi mase terestre iau naștere pe măsura tocirii celor vechi. Judecînd după situațiile din diferite perioade ale trecutului geologic, astăzi ne aflăm într-o epocă în care continentele sînt relativ înălțate deasupra nivelului mărilor.

Deducem de aici că forțele interne și-au început acțiunea relativ recent (cînd spunem „recent“ avem în vedere scara timpului geologic).

Sculptarea reliefului

Formele derivate au luat naștere din acțiunea unuia sau mai multor agenți, cum ar fi: valurile, apele curgătoare, ghețarii și vînturile. Acești agenți de eroziune, ajutați de procesele de descompunere a rocilor și de deplasarea pe pantă a solului și a rocilor sub acțiunea forței de gravitație, atacă din exterior toate masele continentale exondate prin mișcările orogenetice sau epirogenetice pozitive. Nici o porțiune din suprafața uscatului nu este imună la acest atac, care începe de îndată ce o masă de roci intră sub acțiunea aerului sau a valurilor. Rezultatul acțiunii lor este tocirea masei de roci și reducerea ei la stadiul de cîmpie joasă, care este apoi încet mîncată de valuri și, eventual, acoperită de apele oceanului. Materialul rezultat în urma procesului de dezagregare ajunge la urmă pe fundul mărilor ce înconjură continentele. Acțiunea de sculptare a reliefului se manifestă, desigur, foarte lent, dar timpul geologic este practic nelimitat. Apele curgătoare și valurile marine, al căror travaliu îl putem urmări și astăzi, își continuă opera de milioane de ani. Studiind procesele ce au loc astăzi, putem — după opinia geologilor — să explicăm geneza tuturor formelor de relief derivate.

Eroziunea maselor continentale are ca rezultat o gamă largă de forme secvențiale. Acolo unde roca este îndepărtată iau naștere văi sau diferite tipuri de depresiuni. Între formele depresionare relieful rămas are aspectul unor creste, reprezentînd munți sau regiuni deluroase. Toate aceste forme secvențiale de relief, născute prin îndepărtarea treptată a rocilor din substrat, alcătuiesc *relieful de eroziune* (fig. 22.1, *B*). Fragmentele de rocă și de sol îndepărtate sînt depuse în alte puncte, dînd naștere unei morfologii total diferite — *relieful de acumulare*. În figura 22.2 sînt ilustrate cele două categorii de forme de relief. Ravena, canionul, vîrful muntelui, pintenul, șaua și malurile sînt forme de eroziune; conul de dejecție care a luat naștere prin depunerea fragmentelor de roci la gura ravenei este o formă de acumulare, ca și lunca, construită din material adus de apele rîului.

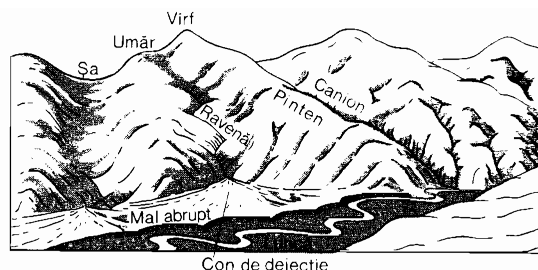


Fig. 22.2 Relief de eroziune și relief de acumulare

Roca de substrat, solul și cuvertura eluvial—deluvială

Examinînd un abrupt proaspăt tăiat — de exemplu, în timpul construirii unei șosele s-au într-o carieră — vom observa mai multe forme de depozite (fig. 22.3). Roca compactă și dură care a rămas la locul ei, relativ neafectată de eroziune se numește *rocă în loc* sau *rocă de substrat (bedrock)*. Către partea superioară a acesteia se trece la o zonă de roci degradate, care s-au transformat în argile, praf fin și particule de nisip. Aceasta este *pătura superficială alterată* sau *cuvertura eluvial—deluvială (residual overburden)*. La partea superioară găsim orizontul de *sol* propriu-zis, pe care agricultorii și horticultorii îl numesc adesea *strat arabil*. (Proprietățile solului, procesele pedogenetice și clasificarea solurilor au fost discutate în capitolele 18 și 19.) În sfîrșit, deasupra solului se poate afla un strat protector de iarbă, arbuști sau copaci.

Dintre zonele menționate pot lipsi una sau mai multe. Uneori deasupra rocii din substrat nu se află nimic, aceasta apărînd la suprafață sub formă de *aflorimente*. Practicarea unei agriculturi neraționale, sau incendiile ce devastează pădurile pot avea ca urmare, după un anumit interval de timp, îndepărtarea păturii de sol, lăsînd expusă cuvertura superficială reziduală, care este lipsită de fertilitate și uneori crestată de crăpături adînci. Grosimea solului și a păturii superficiale eluvial—deluvială sînt foarte variabile. Deși solul propriu-zis rareori depășește cîteva picioare grosime, cuvertura reziduală de rocă descompusă și fragmentată poate prezenta grosimi de zeci și chiar sute de metri. Formarea acestui strat rezidual este mult facilitată de prezența nenumăratelor crăpături în roca de substrat denumite *fisuri* (fig. 22.3), prin care apa infiltrată circulă ușor, contribuind la degradarea rocii.

Cuvertura superficială transportată

Un alt tip de copertă care poate îmbrăca roca în loc îl formează *cuvertura superficială transportată*. Aceasta se compune din pietriș și nisip adus de apele curgătoare, mîl din luncile inundabile, argile de pe fundul lacurilor, nisip de plajă și dune, ca și blocuri lăsate de ghețari. Toate aceste materiale au trăsătura comună de a fi fost transportate de ape, ghețari, valuri sau vînt.

În timp ce pătura superficială reziduală este formată prin descompunerea rocii din substrat, deci a luat naștere în loc, pătura reziduală transportată este alcătuită din fragmente de roci și alte materiale provenite din surse îndepărtate și poate fi foarte diferită față de roca de sub ea. În figura 22.3 sînt prezentate depunerile din valea unui rîu *(aluviuni)*, care formează pătura superficială transportată, în contrast cu cea reziduală de pe versantul adiacent. O dată sedimentată, pătura transportată poate rămîne intactă timp de multe milenii, în care caz aici poate lua naștere un sol adevărat.

În sens larg, materialul din care iau naștere formele de acumulare provine din cuvertura superficială transportată. În capitolele următoare vom descrie și explica numeroase tipuri de relief de acumulare, după procesele de transport care le-au generat.

Influența rocilor asupra formelor de relief

Roca din substrat influențează puternic forma, mărimea și dezvoltarea formelor de eroziune. Pe alocuri, roca se prezintă sub aspectul unor strate subțiri, dispuse orizontal, înclinate, cutate sau faliate. În alte părți ea formează mase groase, neregulate ce ajung pînă la mari adîncimi. Unele tipuri de roci sînt moi și ușor distruse de valuri sau ape curgătoare; altele sînt extrem de rezistente la acțiunea tuturor agenților subaerieni. Într-o mare măsură, gradul de rezistență a rocilor este determinat de vîrsta și originea lor. La nivelul suprafeței scoarței terestre formată din roci cu proprietăți diferite, agenții externi acționează selectiv, în funcție de rezistența acestor roci, cele friabile tinzînd să formeze văi, depresiuni, cele dure înscriindu-se în relief ca dealuri, munți sau podișuri. Ca atare, formele de relief reflectă îndeaproape forma și dispunerea maselor inițiale de rocă, prezentînd anumite trăsături distinctive pe baza cărora le putem clasifica.

Primul pas în studiul geomorfologiei este deci asimilarea cunoștințelor fundamentale despre rocile scoarței terestre, compoziția lor, proprietățile fizico-chimice, formele caracteristice, procesele genetice și vîrsta geologică. Cunoașterea rocilor comune și a mineralelor predominante ce le compun este de mare folos geografului, întrucît

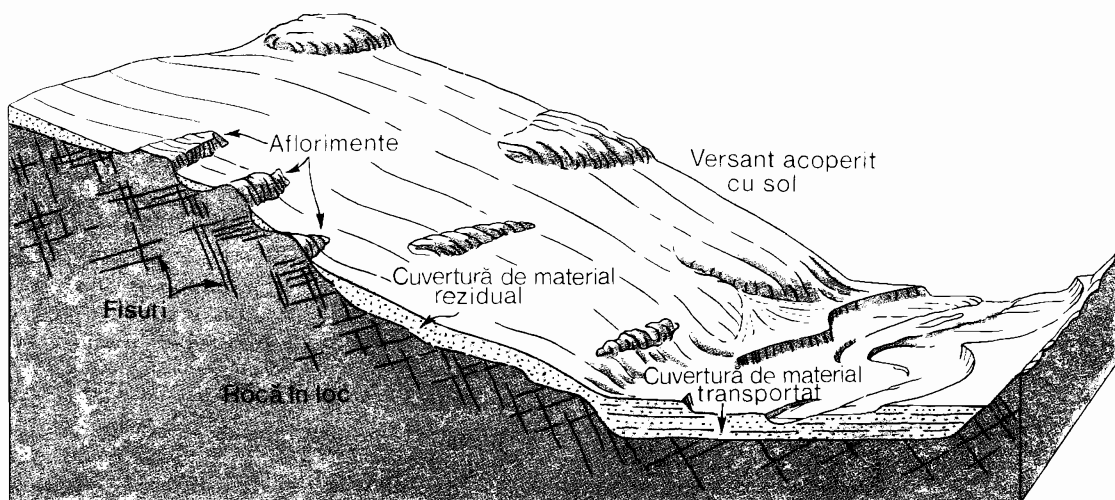


Fig. 22.3 Cuvertura eluvial—deluvială de pe versant provine din alterarea în loc a rocii din substrat, în timp ce materialul din cuvertura aluvială a fost transportat pe o oarecare distanță de rîu.

aceste substanțe minerale au o valoare intrinsecă pentru om ca minereuri, combustibil sau material de construcție. În ceea ce privește evaluarea resurselor naturale ale unei regiuni aceasta constituie în parte o problemă de geologie.

Rocile magmatice

Rocile pot fi împărțite în trei categorii principale: *magmatice*, *sedimentare* și *metamorfice*, în funcție de originea lor. *Rocile magmatice* au rezultat din solidificarea unei topituri. Roca fluidă supraîncălzită, *magma*, ce se formează la adîncimi considerabile sub scoarță și este împinsă de marile presiuni interne, ajunge să străbată crusta exterioară solidă, dar friabilă, a Pămîntului (fig. 22.4). Aceasta nu trebuie să ne conducă la ideea că interiorul Pămîntului este format în întregime din roci în stare fluidă. Pare mai verosimilă ipoteza existenței unor pungi locale de magmă care se formează în diferite puncte, la adîncimi de 30 km sau mai mult, ce ulterior sînt împinse către suprafață.

Natura și originea maselor de rocă topită, ca și forțele ce determină comportamentul lor, constituie obiectul unui domeniu foarte speculativ al geologiei. Spre deosebire de studiul reliefului, în cadrul căruia atît formele de relief cît și procesele de eroziune pot fi observate în întregime, rocile eruptive de adîncime nu pot fi studiate în momentul formării lor; este nevoie de reconstituiri, interpretări, plecîndu-se de la aspectul și compoziția rocilor după răcire, solidificare și comportament după expunerea lor la îndelungi procese de denudație.

Roci magmatice intruzive și extruzive (efuzive)

Masele topite care nu ajung la suprafață, ci se solidifică în spațiile ce iau naștere prin împingerea rocilor înconjurătoare, sau prin topirea și dizolvarea acestora, se numesc roci magmatice *intruzive* (fig. 22.4). Ele sînt de fapt roci intruse, care invadează formațiunile anterior puse în loc. Acolo unde intruziunea a fost violentă, rocile înconjurătoare pot prezenta rupturi, sfărîmări și cutări în jurul masei nou formate. Dacă intruziunea s-a produs treptat, iar roca dimprejur s-a topit sau s-a dizolvat lent, nu putem observa nici una din aceste modificări.

Un al doilea tip de roci magmatice îl formează rocile *extruzive*, care ajung la

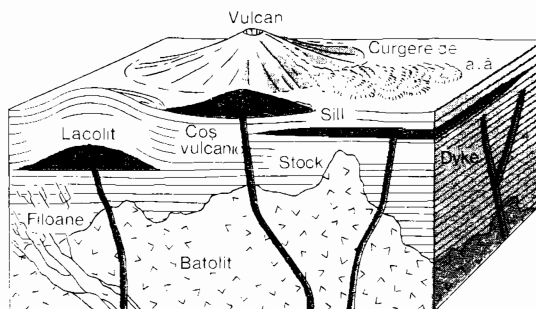


Fig. 22.4 Topitura magmatică se poate consolida în interiorul scoarței formînd corpuri vulcanice intruzive, sau poate ieși la suprafață dînd naștere la forme extruzive.

suprafață prin fisuri sau canale, se revarsă pe pămînt și apoi se solidifică rapid, formînd o masă dură. Principalii produși ai extruziunii rocilor eruptive sînt vulcanii și curgerile de lavă (fig. 22.4).

Rocile intruzive diferă considerabil de cele extruzive, atît ca aspect exterior, cît și ca structură internă și textură. Rocile intruzive formează de regulă mase enorme *(batoliți)*, ce acopăr mari întinderi și se extind pe mulți kilometri în profunzime (fig. 22.4). Aceste corpuri adînci de roci intruzive sînt în mod obișnuit desemnate prin adjectivul *plutonic*. Asemenea mase mari se răcesc foarte încet; în consecință, cristalele mineralelor din care se compune roca sînt relativ mari (fig. 22.5), măsurînd de regulă 0,25 pînă la 1,5 cm. Cristalele se îmbină strîns, formînd o rocă compactă, dură, lipsită de spații libere.

Mineralele

Un mineral este o substanță anorganică naturală, cu o compoziție chimică relativ bine definită și, de regulă, cu o formă caracteristică a cristalelor, ca și cu anumite proprietăți distinctive care țin de culoare, duritate, luciu și spărtură. Deși unele roci constau aproape în întregime dintr-un singur mineral, cele mai multe formează amestecuri sau agregate de două sau mai multe minerale. Atît mineralele prezente, cît și proporțiile în care ele se amestecă determină numele și proprietățile unei roci.

Mineralogia — studiul substanțelor minerale — și *petrologia* — studiul rocilor — sînt ramuri importante ale geologiei. Specialiștii au identificat și denumit cîteva

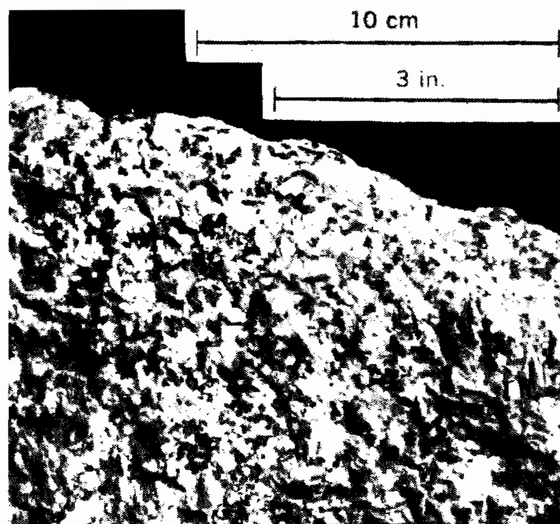


Fig. 22.5 Văzut de aproape, la acest granit — rocă intruzivă cu structură grăunțoasă — pot fi distinse cristale strîns îmbinate ale cîtorva minerale.

mii de minerale, iar lista rocilor numără cîteva sute. Din fericire numai cîteva minerale sînt atît de abundente ca volum și răspîndire pe glob încît să se poată combina în principalele tipuri de rocă. Prezentul studiu introductiv se va limita, în esență, la descrierea cîtorva dintre cele mai obișnuite roci eruptive și la identificarea principalelor minerale care le alcătuiesc.

Varietăți comune de roci intruzive

Una dintre cele mai cunoscute și mai larg răspîndite roci intruzive este *granitul*, compus în principal dintr-un amestec de *cuarț* (bioxid de siliciu) și feldspat potasic (un silicat de aluminiu și potasiu). În granite poate apărea și *hornblendă* (alumosilicat de fier și magneziu) și *biotit* (un alumo-silicat complex cu mangan și fier) (fig. 22.6). Deoarece cuarțul și feldspatul, care alcătuiesc împreună $^3/_4$ din rocă, sînt deschise la culoare, iar hornblenda și mica neagră (biotitul) sînt negre, granitul are un aspect pestriț caracteristic (fig. 22.5).

Granulele de feldspat potasic pot fi identificate după opacitatea lor, conformația poliedrică și luciul suprafețelor de clivaj. Atunci cînd feldspatul este aproape alb, granitul este cenușiu; iar cînd feldspatul este roz, granitul este roz. Granulele de cuarț sînt transparente și au un aspect sticlos, în comparație cu cele de feldspat. Aceste granule prezintă contururi neregulate și se sfărîmă într-un mod asemănător sticlei. Atît cristalele de hornblendă, cît și cele de biotit sînt negre; biotitul este moale și poate fi despicat în plăcuțe subțiri cu vîrful unui cuțit sau cu acul.

Al doilea tip reprezentativ de rocă intruzivă este *dioritul*. Acesta nu are marea răspîndire a granitului și ilustrează o rocă cu compoziție mineralogică mai puțin complexă, din care cuarțul lipsește aproape complet, predominînd doar două minerale: *feldspatul plagioclaz* (feldspatul calcosodic), care este un alumo-silicat cu proporții variabile de sodiu și calciu și un mineral negricios, care poate fi sau *hornblendă* sau *piroxen*. Feldspatul plagioclaz, alb-lăptos pînă la cenușiu și cu un luciu sticlos pe suprafețele de clivaj, formează circa $^3/_4$ din rocă. Atît hornblenda, cît și piroxenul sînt de obicei negre și foarte greu de diferențiat fără ajutorul microscopului. Piroxenul, ca și hornblenda, este un silicat de magneziu, fier și calciu, lipsindu-i însă adesea aluminiul.

O a treia rocă intruzivă importantă este *gabbroul*, care se compune în esență din două minerale, feldspat plagioclaz și piroxen. Deosebirea dintre această rocă și diorit rezidă mai ales din proporția în care cele două minerale participă. Feldspatul predomină în diorit, dar constituie numai aproximativ 50% în gabbro. În această din urmă rocă găsim adesea și un alt mineral, *olivina*, un silicat de magneziu și fier, de culoare verde. Gabbroul intră în constituția rocilor plutonice cu granulație grosieră ca și granitul și dioritul, formînd și el corpuri mari în scoarța terestră.

Urmează *peridotitul*, o rocă compactă și negricioasă, compusă mai ales din piroxen și olivină. Feldspatul apare în proporții foarte mici sau lipsește total. Peridotitul nu apare sub formă de batolite mari ca granitul, ci se găsește de regulă sub forma unor mase mici.

Rocile granitice și bazaltice

Așa cum vedem în figura 22.6, cele patru tipuri de roci intruzive au fost dispuse într-o anumită ordine, astfel încît mineralele de culoare deschisă (cuarțul și feldspatul) descresc ca proporție, iar cele de culoare închisă cresc. În granit și diorit există o predominanță a cuarțului și a feldspatului, care sînt minerale de culoare

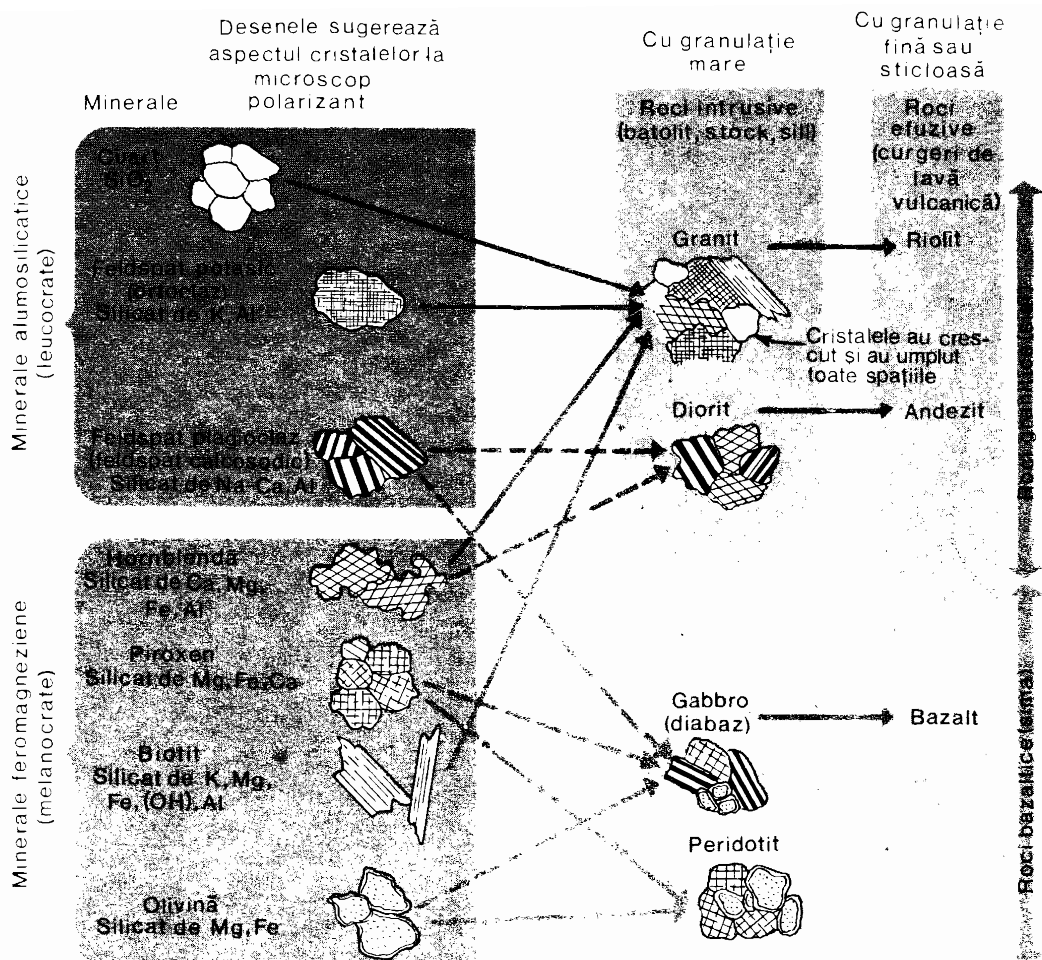


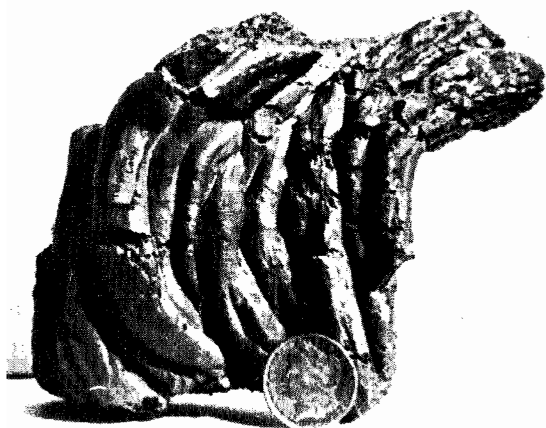
Fig. 22.6 Diferite combinații de minerale melanocrate și de minerale leucocrate care formează o rocă magmatică.

deschisă și densitate mică. Un cub de granit cîntărește de circa 2,7 ori mai mult decît un volum similar de apă; aceasta înseamnă că densitatea lui relativă *(greutatea specifică)* este 2,7. Rocile eruptive care conțin mari proporții de minerale de culoare deschisă, cu densitate mică și bogate în silicat de aluminiu, combinat cu potasiu, sodiu și calciu (ca la feldspați), aparțin grupei granitice. Geologii denumesc adesea aceste roci prin termenul de *sial* (*si* de la silice, iar *al* de la aluminiu).

Gabbroul și peridotitul, pe de altă parte, sînt formate mai ales din minerale bogate în magneziu și fier, așa-numitele *minerale feromagneziene*, minerale relativ compacte. Ca atare, gabbroul are greutatea specifică aproximativ 3, iar peridotitul peste 3,2 adică cu aproximativ 25% mai mare decît cea a granitului. Rocile compuse în principiu din minerale compacte feromagneziene aparțin *grupei bazaltice* (sau *bazice*), denumite colectiv prin termenul *sima* (*si* de la silice, iar *ma* de la magneziu). Importanța rocilor granitice și bazaltice (sau sialice și simatice) în constituția scoarței Pămîntului va fi discutată în capitolul 23.

Rocile eruptive extruzive

Rocile magmatice extruzive pot apărea sub două aspecte: curgeri fluide de magmă, de forma unor limbi sau pînze subțiri — *curgeri de lavă* și bucăți solide sau aproape solide aruncate violent din craterele vulcanice și denumite colectiv *materiale de ejecție vulcanică* (vezi fig. 34.9). Unele curgeri de lavă prezintă o suprafață aspră, poliedrică; altele sînt netede și ondulate. Suprafața lor prezintă de regulă



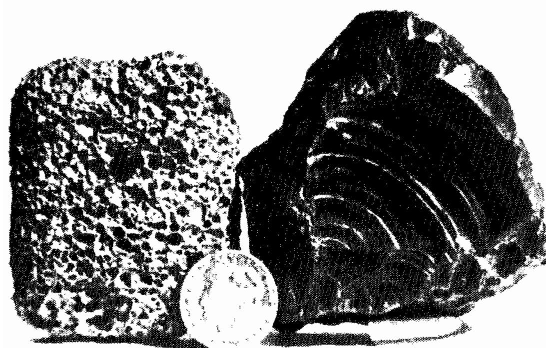
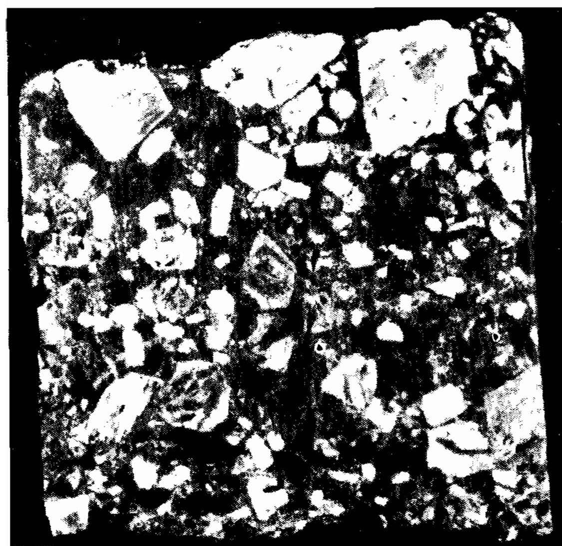


Fig. 22.7 *Sus*: **fragment de lavă consolidată cu urme de scurgere.** *Jos*: **lavele spumoase, bogate în gaze se solidifică sub formă de scorii spongioase** *(stînga)*. **Prin răcire rapidă, lava poate forma o sticlă vulcanică de culoare închisă** *(dreapta)*.

Fig. 22.8 Porfir andezitic cu fenocristale de feldspat prinse într-o pastă afanitică (eșantionul are lățimea de 7,6 cm).



culori de la roșu închis la negru. Din cauza răcirii rapide a topiturii, cristalele mineralelor nu au timpul să se dezvolte, rămînînd atît de mici încît nu pot fi văzute cu ochiul liber. Dilatarea gazelor poate provoca formarea a nenumărate bule de gaz în rocă și în final un anumit tip de textură denumită *scoriacee* (fig. 22.7). Dacă solidificarea este foarte rapidă se formează un material sticlos, numit *obsidian* sau *sticlă vulcanică* (fig. 22.7).

Compoziția lavei poate fi asemănătoare diferitelor tipuri de rocă intruzivă, deoarece aceeași magmă iese la suprafață într-un anumit loc. Roca efuzivă corespunzătoare granitului se numește *riolit* (fig. 22.6), iar cea corespunzătoare dioritului — *andezit*. Aceste roci prezintă culoarea cenușie deschisă sau cu nuanțe roz în spărtură proaspătă. Chiar și la o cercetare mai atentă vom vedea doar o suprafață mată, cristalele fiind prea fine pentru a fi observate cu ochiul liber. Această textură a fost denumită *afanitică* („invizibilă" în grecește). La unele lave, totuși, apare o împestrițare cu mari cristale de feldspat ușor vizibile pe fondul cu granulație fină. Aceste cristale mari se numesc *fenocristale*, iar textura rocilor care le conțin este *porfirică* (fig. 22.8).

Echivalentul extruziv al diabazului îl constituie *bazaltul*, o rocă neagră și compactă, care este probabil cea mai comună și mai larg răspîndită dintre rocile efuzive. Mari întinderi, cum sînt cele formate de platourile străbătute de fluviul Columbia (statele Washington, Oregon și Idaho), ca și podișul Deccan din partea de vest a Indiei, au în substrat lave bazaltice care ating grosimi de mii de metri, puse în loc datorită unor revărsări enorme ce și-au creat drum de-a lungul unor lungi fisuri ale scoarței. Prin răcire stratul orizontal de bazalt se contractă, formînd coloane verticale cu patru, cinci sau șase laturi. Această structură poartă numele de *fisurare columnară*, care dă un aspect aparte, caracteristic stîncilor de bazalt (fig. 22.9).

Materialele rezultate în urma exploziei vulcanice prezintă diferite forme și mărimi. Cele foarte fine poartă numele de *cenușă vulcanică* sau *praf vulcanic*. Particulele mai grosiere, pînă la 5 cm, formează ceea ce se numește *zgură* și seamănă cu clincherul de la furnale. Fragmentele mai mari constituie *bombe vulcanice* (fig. 34.9), care pot fi încă plastice la ieșirea din crater,

după care capătă forma rotunjită a unei pîini. Explozia vulcanică și materialele aduse de ea la suprafața scoarței terestre se datorează prezenței unor mari cantități de gaze aflate sub presiune în magmă și care, eliberate în apropiere de suprafață, se dilată, creează în magmă un fenomen de efervescență, provocînd explozii violente care se soldează cu aruncarea în aer a diferite fragmente de roci din aparatul vulcanic sau a materialului vulcanic nou solidificat. O varietate foarte spongioasă de lavă este *piatra ponce* atît de ușoară încît plutește pe apă.

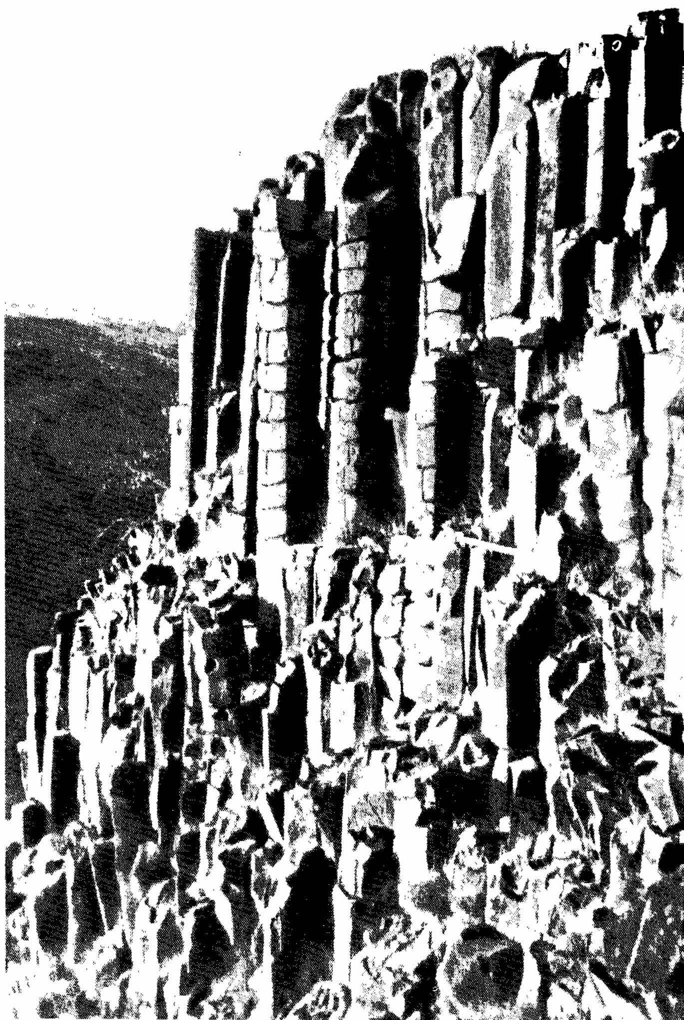


Fig. 22.9 Acest abrupt format din lave vechi, supus unei îndelungate meteorizații, prezintă un sistem de fisurare columnară format în timpul răcirii (foto Gifford).

Rocile sedimentare

Rocile sedimentare sînt roci alcătuite din particule provenite din rocile preexistente, supuse acțiunii agenților externi, transportate apoi de apele curgătoare, valuri, curenți mareici, vînturi sau ghețari și depuse ulterior. Materialul parental care formează depozitele sedimentare poate aparține oricărui tip de rocă. Roca sedimentară poate, de asemenea, rezulta în urma unor reacții chimice și de precipitare. Prin depunerea particulelor se formează un strat; dacă mărimea sau compoziția particulelor se schimbă, va rezulta o serie de strate de tipuri diferite. Astfel, pe fundul unui ocean sau al unui lac se pot depune mai multe strate de mîl, argilă, nisip sau pietriș, aceasta putîndu-se întîmpla și pe uscat, dacă materialul este adus de ape curgătoare, vînturi sau ghețari. În stare inițială aceste sedimente sînt moi, dar cu timpul ele se întăresc, luînd aspectul pe care îl cunoaștem; ele devin compacte prin intervenția presiunii care elimină apa, dar și datorită faptului că între particule se formează depuneri de carbonat de calciu sau bioxid de siliciu, care ajută la cimentarea lor.

Rocile sedimentare diferă în mod obișnuit de cele eruptive prin modul de dispunere a lor în strate, individualizate prin mărimea și compoziția materialului sedimentat. Planurile de separație dintre stratele succesive se numesc *planuri de stratificație*. Iar rocile respective, roci *stratificate* (vezi fig. 32.14, 32.15 și 32.16). În forma lor inițială planurile de stratificație sînt aproape orizontale, dar ulterior acestea pot prezenta înclinări sub diverse unghiuri, datorită intervenției mișcărilor din scoarța terestră (fig. 22.10). Pachetele de strate continui, cu proprietăți comune în privința tipului de rocă sau a vîrstei geologice (sau a ambelor) poartă numele de *formațiuni*, primind de regulă, numele regiunii unde apar cel mai clar și pot fi cel mai bine studiate sau unde au fost prima dată descrise. De exemplu, *formațiunea Mesa Verde* este constituită din gresii care apar foarte bine în regiunea abrupturilor puternice de la Mesa Verde, în sud-vestul statului Colorado; această formațiune se întîlnește și în alte cîteva state ale S.U.A., constituind probabil resturile unui vechi și întins strat continuu de nisipuri, depus pe fundul unei mări puțin adînci.

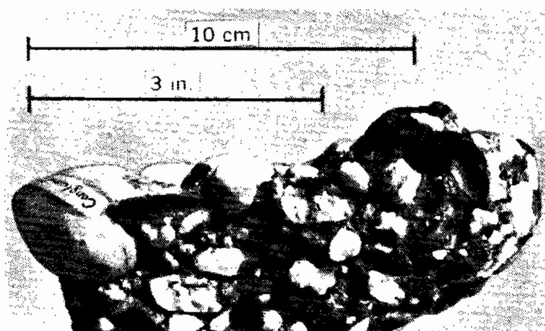


Fig. 22.10 Strate de calcar (statul Oklahoma) puternic redresate (foto Lofman, *Standard Oil Co., New Jersey).*

O categorie importantă de roci sedimentare este desemnată prin adjectivul *clastic*, care denotă că particulele au luat naștere în urma dezagregării rocilor anterioare sub acțiunea diverselor procese de alterare (cap. 24). Transportate de ape sau vînturi, particulele se sortează după diferite mărimi, de la care își trag denumirile rocile sedimentare clastice (tabel 22.1).

Conglomeratele, deși numite astfel din cauza prezenței unor fragmente mari de rocă — blocuri, pietriș — conțin mari cantități de nisip în spațiile interstițiale. Particulele mai mari sînt de obicei rotunjite prin frecare în albiile rîurilor sau în zona brizanților de pe plaje (fig. 22.11). De fapt conglomeratele pot fi considerate drept bare de pietriș sau plaje fosile ale unor rîuri sau coaste străvechi. Dacă fragmentele mari sînt colțuroase, roca este o *brecie* și nu un conglomerat. Brecia se poate forma din fragmente de rocă rostogolite pe abrupturi, sfărîmate în timpul deplasărilor pe pante sau smulse din peretele unei ravene în timpul averselor scurte și violente.

Fig. 22.11 Conglomeratul este un amestec de pietriș și nisip cimentat.



TABELUL 22.1*

Denumirea rocii	Denumirea particulelor	Diametrul (mm)
Conglomerat	Elemente mari	256—4 096
	Elemente mijlocii	64—256
	Elemente mici	2—64
Gresie	Nisip	0,06—2
Siltit	Silt	0,004—0,06
Șist argilos, argilit	Argilă	sub 0,004

* Bazat pe scara Wentworth folosită în geologie.

Gresia și *siltitul* trec una într-alta, deosebindu-se între ele așa cum se deosebește glaspapirul grosier de cel foarte fin. Granulele gresiei pot proveni din orice mineral rezistent, cum sînt cele descrise la rocile eruptive. Totuși, lunga călătorie a granulelor în ape curgătoare sau de-a lungul coastelor elimină mineralele moi și ușor de sfărîmat și permite transformarea altora (feldspați și minerale feromagneziene) în argile moi prin degradare chimică. Ca atare, mineralul cel mai obișnuit din gresii este cuarțul, caracterizat printr-o rezistență extraordinară la acțiunea factorilor mecanici și chimici. Putem găsi, de asemenea, cîțiva grăunți de minerale negricioase și foițe minuscule de mică lucitoare. Gresia, siltitul și conglomeratele își datoresc duritatea cimentării materialului ce se produce după sedimentare. De-a lungul marilor perioade geologice care urmează sedimentării și tasării depozitelor, silicea și carbonatul de calciu se acumulează în spațiile poroase dintre granulele de nisip, dînd naștere unei roci compacte și dure. Substanțele care efectuează cimentarea sînt purtate în soluție de apele subterane aflate în mișcare lentă. Rareori spațiile dintr-o gresie sînt umplute, astfel încît roca poate include și mari cantități de fluide — apă sau țiței. Gresiile formează



Fig. 22.12 Foițe minuscule de illit (contururi clare) și montmorillonit (contururi vagi), mărite de aproximativ 20 000 de ori. Particulele s-au depus din suspensie în Golful San Francisco (foto Harry Gold).

„rezervoarele“ noastre de gaze naturale, de petrol și, adesea, de ape subterane (cap. 25 și 32).

Șisturile argiloase sînt alcătuite din argilă sau nămol compactat, a căror densitate și duritate cresc considerabil sub influența presiunii exercitate de stratele de deasupra. Argilele se compun, de regulă, din foițe inframicroscopice de substanță minerală, produse prin alterarea chimică a feldspaților și a mineralelor feromagneziene din rocile eruptive (fig. 22.12). Aceste particule se comportă ca și coloizii, care manifestă o mare afinitate pentru apă. Datorită presiunii destul de mari excesul de apă este în mare parte eliminat, rezultînd o rocă extrem de compactă. În timp ce argila sau nămolul se înmoaie și se umflă

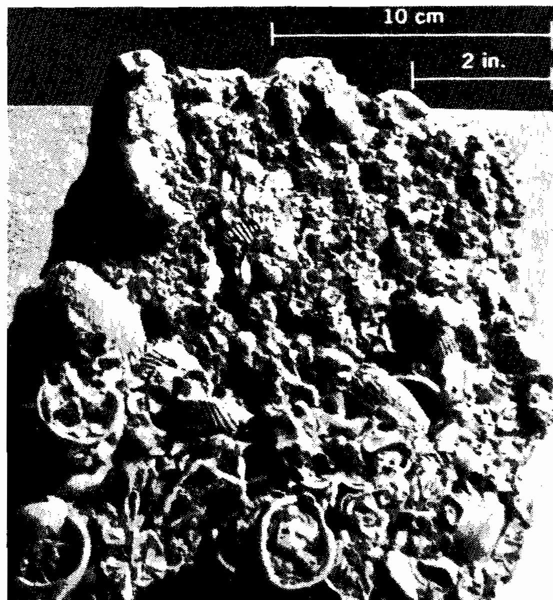
dacă le introducem în apă, la șisturile argiloase nu vom observa asemenea fenomene. Șisturile pot fi cenușii, negre sau roșcate. Culoarea roșie se datorează prezenței oxizilor de fier, iar negrul poate indica existența materiei organice sub forma unor compuși de carbon.

Șisturile argiloase sînt moi și netede la pipăit, în contrast cu suprafața zgrunțuroasă a gresiilor. Ele sînt puțin rezistente sub aspect mecanic și pot fi ușor desfăcute în plăci subțiri. Din acest motiv șisturile sînt ușor erodate de agenții externi, roci în care apar forme sculpturale de relief; acolo unde ele apar generează forme depresionare.

Rocile piroclastice

Un tip special de roci clastice se formează în timpul erupțiilor violente prin expulzarea prin cratere a unor mari nori de cenușă. Sedimentul depus din aer în urma acestor explozii poartă numele de material *piroclastic*. O rocă piroclastică importantă este *tuful* — material fin granular, de culoare cenușie deschisă, alcătuit din cenușă vulcanică compactă. În tuf sînt uneori vizibile mici cristale care intră în constituția rocilor efuzive. Dacă cenușa este purtată de ape curgătoare și ajunge într-o apă stătătoare, tuful se poate depune sub forma unei roci sedimentare stratificate. Uneori, cînd cenușa este însoțită de emanații gazoase cu temperaturi foarte mari, se formează o rocă dură numită *tuf sudat*.

Fig. 22.13 Calcar alcătuit din fragmente de cochilii (calcar lumașelic).



Rocile sedimentare organice și chimice

O a doua categorie importantă de roci sedimentare o formează cele de origine organică, care iau naștere pe seama materialelor produse în urma activității de creștere a plantelor și animalelor. O rocă sedimentară de însemnătate deosebită este *calcarul* (fig. 22.10), constituit în mare parte din fragmentele calcaroase ale unor organisme ca algele, coralii, foraminiferele, scoicile și melcii. Proveniența sa organică este evidentă dacă privim marile fragmente de scoici cimentate în tipul de calcar denumit *lumașel* (fig. 22.13), dar mai puțin vădită dacă organismele sînt foarte mici sau dacă părțile tari au fost fin pulverizate. (În virtutea faptului că aceste roci constau din particule sfărîmate mecanic, ele sînt adesea denumite clastice în loc de organice.)

Calcarul în stare pură se compune din calcit (carbonat de calciu), un mineral ce poate fi ușor zgîriat cu vîrful cuțitului și care produce o efervescență viguroasă cînd picurăm pe suprafața lui acid clorhidric diluat. Calcarele pot fi albe, ca în cazul *cretei*, sau cenușii pînă la negre în varietățile dense mai răspîndite. Calcarul poate, de asemenea, lua naștere prin precipitare chimică directă din apa lacurilor și oceanelor cu un conținut ridicat de carbonat de calciu în soluție. Noroiul calcaros astfel format dă naștere rocii numite *marnă*. Din cauza sensibilității sale la acizii slabi prezenți în apa de ploaie, în apa din sol și apele curgătoare, calcarul este erodat rapid în regiunile cu climă umedă.

Calcarul poate conține cantități apreciabile de *dolomit* (carbonat de calciu și magneziu), incorporat împreună cu calcitul. Dacă predomină dolomitul, roca însăși se numește *dolomit*. Nu cunoaștem încă pe deplin originea dolomitului, dar se consideră că, probabil, calciul din calcarul pur este înlocuit treptat cu magneziu prin acțiunea apei de mare sau a apei subterane, de-a lungul unor lungi perioade geologice.

Cu totul diferit de calcar este un alt tip de rocă organică sedimentară, *cărbunele*, format în urma acumulării într-un

mediu mlăştinos a unei cantităţi mari de materie organică parţial descompusă. În stadiile iniţiale ale formării sale, cărbunele trece prin faza de *turbă*, o masă de fragmente vegetale, cafenie, moale şi combustibilă. Prin tasare şi compactizare ulterioare, apa şi anumiţi compuşi volatili sînt eliminaţi treptat, formîndu-se strate de cărbune, dense, negre, asemănătoare rocilor, care conţin o mare proporţie de carbon fixat.

De mare importanţă economică, deşi nu atît de abundente în comparaţie cu calcarul, sînt o grupă de depuneri chimice numite *evaporite*. Sînt săruri precipitate din apele lacurilor situate în climat de deşert, lacuri puţin adînci sau în apele golfurilor oceanice unde evaporarea se produce rapid. Un evaporit larg răspîndit în stratele de roci este *anhidritul* (sulfat de calciu). Înrudit îndeaproape cu el este *gipsul* (sulfat de calciu hidratat), un mineral alb, moale. Gipsul se găseşte adesea interstratificat cu calcar şi şisturi argiloase. Un alt evaporit bine cunoscut este sarea gemă, care apare sub forma mineralului *halit* (clorură de sodiu) ce formează pe alocuri depozite sedimentare groase împreună cu şisturile argiloase.

Influenţa rocilor sedimentare asupra formelor de relief

În figura 22.14 ne sînt prezentate cîteva tipuri de roci sedimentare împreună cu o masă de roci eruptive mult mai veche, peste care s-au depus sedimentele. Sînt indicate şi formele de relief corespunzătoare — văi sau munţi —, roca fiind desemnată prin semne convenţionale folosite curent în geologie. Stratele de roci au fost puternic înclinate, profund erodate, relieful dezvoltîndu-se în funcţie de gradul diferit de rezistenţă la denudaţie.

Rocile metamorfice

Toate tipurile de roci eruptive sau sedimentare pot suferi modificări de la starea lor iniţială, atunci cînd sînt supuse la presiuni enorme şi temperaturi înalte, la condiţii ce însoţesc mişcările orogenice ale scoarţei terestre. Rezultatul este un tip de rocă cu aspect şi compoziţie atît de mult schimbate încît justifică denumirea de *rocă metamorfică*. În linii generale, rocile metamorfice sînt mai dure şi mai compacte

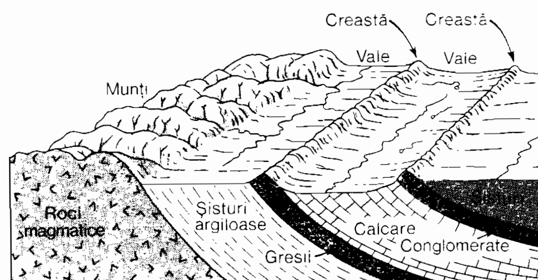


Fig. 22.14 Trăsăturile reliefului sînt în cea mai mare parte rezultatul eroziunii diferenţiale.

decît tipurile de origine, cu excepţia cazului cînd acestea sînt roci eruptive. În plus, în cadrul proceselor complexe de frămîntare şi coacere suferită de rocile metamorfice iau naştere structuri noi şi chiar minerale noi. Fiecare rocă sedimentară şi eruptivă are o rocă metamorfică echivalentă. Termenul de *metasediment* se referă la toate rocile metamorfice rezultate pe seama celor sedimentare.

Sub presiunile forţelor orogenice şisturile argiloase se transformă în *ardezie* — o rocă cenuşie sau cărămizie, care se despică uşor în plăci subţiri, folosite ca pavele sau pentru îmbrăcarea acoperişurilor. Planurile de separare a plăcilor formează o structură numită *clivaj lamelar*. Aceasta este o structură nouă dobîndită de rocă prin procesul de alunecare internă în timpul metamorfismului şi nu printr-o simplă stratificare. Ardezia are textură fină şi prezintă suprafeţe relativ mate. Ea se diferenţiază de şistul argilos prin aceea că o placă subţire de ardezie sună cînd este lovită puternic.

Strîns înrudit cu ardezia — deoarece reprezintă o continuare a procesului de metamorfism la un grad avansat — este *filitul*. Şi acesta se desface în foi subţiri, care însă pot fi ondulate sau curbe. Mai mult, filitul prezintă un luciu satinat pe suprafeţele de clivaj, datorită reflexiei luminii în nenumăratele cristale de mică pe care le conţine.

Dacă presiunea şi forfecarea internă continuă, filitul se transformă în *şist*, care evidenţiază gradul cel mai avansat de rocă metamorfică. Şistul are o structură numită *foliaţie*, constînd din plane de desprindere subţiri, dar neuniforme şi neregulat curbate. Şistul se deosebeşte de ardezie şi filit prin textura grosieră a grăunţilor minerali, prin abundenţa micei şi prin prezenţa unor mari cristale de minerale

noi, cum sînt *granatul* și *staurolitul*, care au apărut în procesul de forfecare internă a rocii (fig. 22.15).

Ardeziile și șisturile sînt relativ rezistente la procesele de denudație, tinzînd să formeze dealuri și regiuni înalte. În comparație cu granitul, totuși, aceste roci sînt mai puțin dure, astfel că masele muntoase mai proeminente sînt de regulă formate din granit.

Echivalentul metamorfic al conglomeratului, gresiei și siltitului este *cuarțitul*, format prin adaosul de silice (SiO_2), care umple complet interstițiile dintre granule, majoritatea acestora fiind ele însele cuarț (adică tot silice). Procesul se realizează prin mișcarea lentă a apelor subterane care aduc silicea în interiorul gresiei, unde ea se depune. Presiunea și frămîntarea rocii nu sînt esențiale în producerea cuarțitului, deși ele pot deforma granulele de cuarț. Dacă cuarțitul este spart — de pildă, prin lovire cu ciocanul —, spărtura traversează granulele de nisip și pietricelele din rocă. În felul acesta putem deosebi cuarțitul de gresie, care de obicei se sparge ocolind granulele și lăsîndu-le în majoritate intacte. Extrema duritate a cuarțitului și imunitatea sa ridicată la descompunere chimică îi conferă titlul de cea mai rezistentă dintre toate rocile. Crestele și piscurile proeminente din regiunile cu roci metamorfice sînt alcătuite din cuarțit.

Prin metamorfism, calcarul se transformă în *marmură* — o rocă albă cu textură zaharoasă în spărtură proaspătă. În procesul de forfecare internă, calcitul din calcar se reconstituie în cristale mai mari și mai uniforme. Planurile de stratificare se estompează, iar masele de impurități minerale sînt grupate în fîșii și benzi răsucite. Ca și calcarul, marmura este ușor descompusă de acizii slabi ai apei, găsindu-se ca atare mai mult în văi și depresiuni.

În sfîrșit, o altă rocă metamorfică importantă, *gnaisul*, se poate forma sau din roci eruptive intruzive sau ca metasediment din stratele ce s-au aflat în contact strîns cu magmele intruzive.

Nu putem face o descriere generală a tuturor gnaisurilor, căci ele variază considerabil ca aspect, compoziție minerală și structură. O varietate comună este *gnaisul granitic*, format direct prin curgerea granitului în stare relativ plastică. Gnaisul granitic este similar granitului ca masivitate, textură generală și constituenți minerali, dar prezintă un aspect vărgat *(liniație)*, produs de paralelismul mineralelor de culoare închisă care s-au regrupat în benzi lungi pe direcția de curgere.

Alte gnaise sînt puternic stratificate în fîșii sau lentile de culoare închisă și deschisă (fig. 22.16), care pot forma ondulații. Este posibil ca în unele cazuri aceste benzi, care au compoziții mineralogice diferite, să fie vestigii ale unor strate sedimentare (gresie, șisturi argiloase), la care s-au adăugat noi substanțe minerale din rocile eruptive învecinate. Gnaisurile sînt roci dure, rezistente, care, ca și granitul, generează de obicei forme de relief proeminente sau lanțuri de munți. În figura 22.17 sînt schițate trăsăturile morfologice ale regiunilor care au în substrat roci metamorfice, supuse acțiunii de durată a factorilor de denudație.

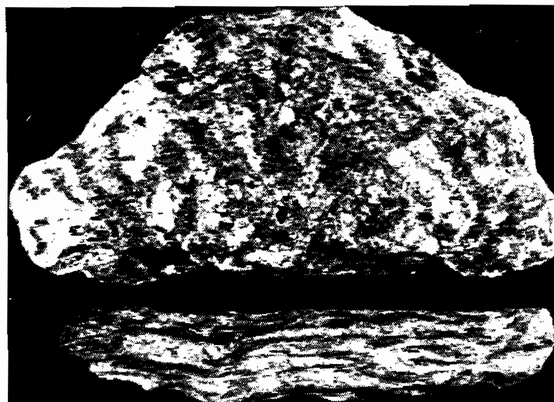


Fig. 22.15 Șist cristalin (eșantion lung de 15 cm) cu suprafața ondulată și strălucitoare *(sus)*, format mai ales din foițe de mică. În secțiune *(jos)* sînt bine puse în evidență planele de șistuozitate.

Înclinarea și direcția

Întrucît structura fiecărui tip de rocă se caracterizează prin anumite plane naturale, geologul are nevoie de un sistem geometric care să-i permită să măsoare și să descrie poziția acestor plane și să le indice pe hărți, de exemplu, planele de stratificație, suprafețele laterale ale unui dyke, suprafața superioară și cea inferioară a unui sill, planurile de clivaj ale ardeziilor și fisurile dintr-un granit. Rareori se întîmplă ca aceste planuri să fie într-adevăr orizontale. Chiar dacă ele se formează într-o poziție aproape orizontală, ca în rocile sedimentare, mișcările scoarței deformează

sau înclină aceste planuri într-un anumit grad față de orizontală.

Unghiul format de planul natural al rocilor cu un plan orizontal imaginar se numește *înclinare* și se calculează în grade de la 0° pentru planul orizontal pînă la 90° pentru planul vertical. Figura 22.18 arată unghiul de înclinare al unui strat de gresie în afloriment lîngă care se află o suprafață de apă. Pentru măsurarea înclinării față de orizontală se folosesc, de regulă, dispozitive care au o nivelă cu bulă. O dată cu indicarea înclinării se precizează și direcția, adică sensul de curgere al apei pe planul înclinat. În figura 22.18 direcția înclinării este vestică.

Direcția liniei de intersecție dintre planul de rocă înclinat și un plan orizontal imaginar se numește *direcție*. În figura 22.18 orientarea este nordică, fiind identică cu direcția liniei după care planul de rocă taie suprafața apei. Orientarea se exprimă convențional, cu ajutorul cadranelor busolei, de exemplu N 30°E sau N 45°V. O linie orizontală are două sensuri posibile, dar se indică convențional numai cel dinspre nord. Geologul folosește de asemenea termenul într-un sens foarte larg, cu referire la orientarea oricărei trăsături liniare a rocii din substrat sau a terenului. Astfel el poate vorbi despre „văi orientate est-vest". El poate folosi și termenul de înclinare în sens mai larg, spunînd, de pildă, că „stratele sînt înclinate radial dinspre centrul domului".

Falii și cute

În lucrările cu caracter geologic întîlnim adesea referiri la *falii* care reprezintă suprafețe de fracturare a scoarței terestre, de-a lungul cărora se produc mișcări de deplasare pe verticală. Faliile prezintă o mare importanță din punct de vedere geologic, deoarece creează posibilitatea apariției, la același nivel, a unor roci diferite. Tipurile de falii și relieful format de ele vor fi prezentate în capitolul 33.

Sub acțiunea forțelor tangențiale din scoarța terestră, numeroase roci stratificate, cum sînt rocile sedimentare sau lavele, se pliază sub formă de *cute*. Acest fenomen se produce nu numai la scară mare, la dimensiunile lanțurilor muntoase, ci și la proporții mai mici, pînă la minuscule ondulații, de dimensiuni milimetrice. Adesea, ca în cazul marmurei și ardeziei, în

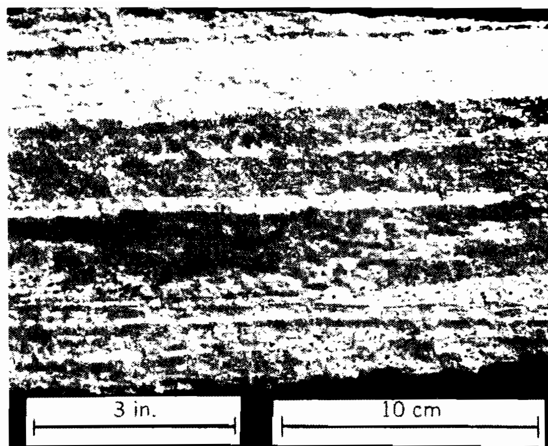


Fig. 22.16 Gnais cu structură rubanată.

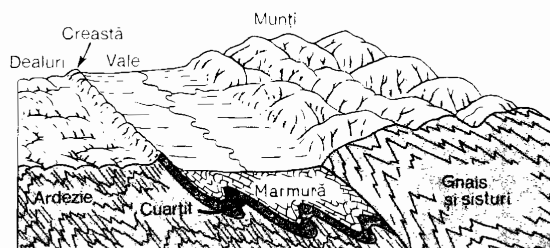


Fig. 22.17 Rocile metamorfice generează serii paralele de culmi și văi.

aceeași masă de rocă se suprapun numeroase tipuri de cute. Cutele majore au o influență însemnată în formarea reliefului (subiectul va fi tratat amănunțit în capitolul 33).

Hărțile geologice și secțiunile structurale

Geograful trebuie să învețe să citească multe feluri de hărți. Printre acestea se numără *hărțile geologice regionale*, care indică, prin culori sau reprezentări grafice, răspîndirea fiecărui tip de rocă, punîndu-se accent pe liniile de contact ale diferitelor formațiuni geologice ca tip sau vîrstă. Faliile sînt reprezentate sub formă de linii. În ceea ce privește înclinarea și orientarea stratelor, acestea sînt redate cu ajutorul unor simboluri speciale.

Hărțile geologice ne ajută să explicăm prezența unei forme de relief într-o regiune și absența ei în alta. Abrupturile, crestele și văile adînci pun în evidență, de obicei, contacte geologice sau linii de falii. Între

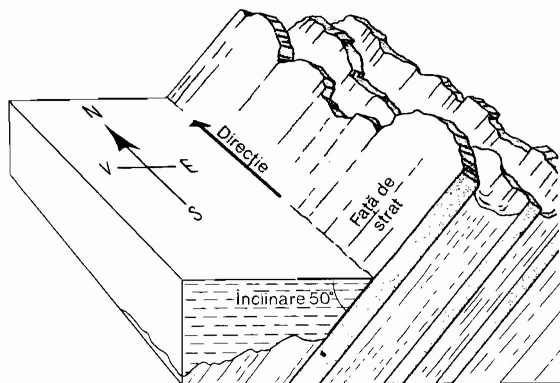


Fig. 22.18 Înclinarea și direcția definesc poziția unui plan de rocă.

sol și roci există, de asemenea, o strînsă legătură, anumite tipuri de sol fiind înrudite cu anumite tipuri de rocă. Prezența combustibililor minerali, a minereurilor și a materialelor de construcție cu valoare economică poate adesea fi prevăzută sau înțeleasă dacă cunoaștem tipurile de rocă și răspîndirea lor în cadrul unei regiuni.

Figura 22.19 reprezintă o hartă geologică simplă a regiunii prezentate sub forma unei diagrame în perspectivă în figura 22.14. Dacă harta este tipărită în alb și negru, semnele convenționale pe care le alegem vor desemna unitățile petrografice. Pentru a distinge formațiunile de vîrstă diferită pot fi folosite diferite combinații de litere. Micile simboluri în formă de T de pe hartă indică orientarea și înclinarea (bara lungă arată sensul orientării, iar bara scurtă, perpendiculară pe prima, sensul înclinării). Valoarea înclinării în grade este dată de cifra de lîngă simbol. O mică falie care traversează colțul de nord-vest al hărții este indicată printr-o linie continuă. Literele *A* (coborît) și *B* (ridicat) precizează care latură a alunecat în jos și care a alunecat în sus.

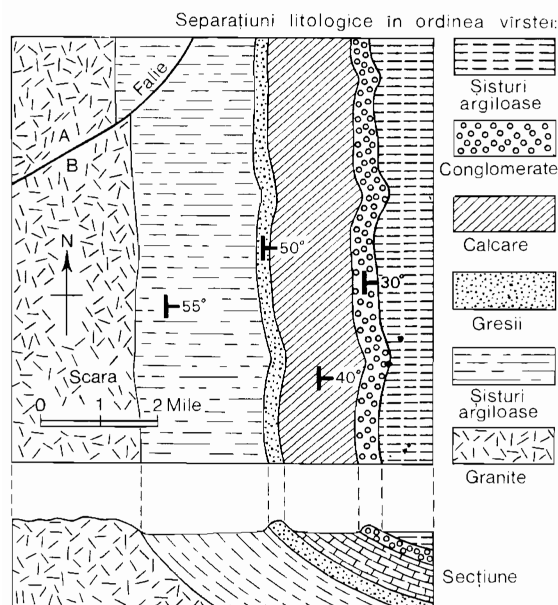


Fig. 22.19 Hartă geologică, în care este indicată răspîndirea la suprafață a rocilor și a structurilor. (*A* — compartimentul coborît, *B* — compartimentul ridicat).

Pentru a da indicații privind structura geologică a unei regiuni geologul utilizează ***secțiunea geologică*** — o secțiune verticală imaginară printr-un pachet de roci. Este ceea ce se vede în suprafețele frontale ale diagramelor din figurile 22.4, 22.14 și 22.17. Acolo unde apele au săpat văi foarte adînci, cum este cazul Marelui Canion din statul Arizona, geologului nu îi rămîne decît să înregistreze cele văzute în deschiderea naturală, pentru a realiza o secțiune exactă. Adesea o secțiune geologică se construiește numai cu ajutorul indicațiilor oferite de aflorimente și de cîteva foraje.

Scurta prezentare a rocilor și structurilor pe care am făcut-o în prezentul capitol nu poate înlocui un curs despre principiile geologiei, cu practică de laborator și muncă de teren, dar ne pune la dispoziție o serie de termeni și explicații necesare pentru înțelegerea evoluției reliefului sub influența structurii*.

* În partea a patra a lucrării, *Relieful scoarței terestre*, începînd cu cap. 23, traducerea termenilor științifici este însoțită, în multe cazuri, de termenul echivalent folosit de autor în limba engleză. Aceasta pentru o cît mai bună confruntare cu textul original. În dorința de a nu crea adhoc termeni autohtoni pentru unele fenomene sau forme fără o denumire echivalentă în limba română, editorul a menținut termenul englez. — *N. red. rom.*

Capitolul 23

Scoarța terestră și formele ei de relief

OCUPÎNDU-SE MAI ALES DE PREZENȚA omului pe scoarța terestră, geograful poate să nu se simtă prea înclinat să studieze acele ramuri ale geologiei care tratează despre interiorul Pămîntului, structurile subsuperficiale și principalele trăsături ale reliefului continentelor și fundurilor oceanice, ca și evenimentele istoriei geologice vechi. Este adevărat că depărtarea de noi a multora dintre aceste fenomene — depărtare în spațiu sau în timp — le rezervă un rol indirect în procesele economice, sociale și culturale care țin de viața societății umane, efectele lor de mediu imediate sau directe fiind relativ puține. Totuși, este util ca specialistul în geografia fizică să poată plasa elementele ce aparțin suprafeței uscatului, atmosferei și oceanelor, în cadrul mai general al geologiei globale.

Structura internă a Pămîntului

Observarea directă a compoziției și proprietăților fizice ale interiorului Terrei este limitată la adîncimi de maximum cîțiva kilometri (la care omul poate ajunge prin săpături sau foraje), astfel încît pentru a obține informații trebuie să recurgem la mijloace indirecte. *Geofizica* este știința care se ocupă în mare măsură cu obținerea datelor despre proprietățile fizice ale Pămîntului cu ajutorul unor instrumente care măsoară undele seismice, magnetismul pămîntesc și forța gravitației. Interpretarea acestor date pe baza legilor fizicii ne-a furnizat cunoștințe surprinzător de amănunțite despre structura și proprietățile Pămîntului.

Figura 23.1 este o secțiune a Pămîntului, care prezintă părțile principale ale acestuia. Pămîntul este un corp aproape sferic cu raza ecuatorială de aproximativ 6 370 km. În centru se află *nucleul* — cu raza de aproximativ 3 475 km. Datorită schimbării bruște a comportamentului undelor seismice la atingerea acestei zone s-a tras concluzia că stratul exterior al nucleului are proprietăți de lichid, contrastînd cu masa solidă ce-l înconjură. Pe de altă parte, porțiunea interioară a nucleului, cu o rază de 1 255 km, este probabil solidă sau cristalină.

Prin calcule astronomice se poate demonstra că Pămîntul are o greutate specifică de circa 5,5, în timp ce rocile de la suprafață au o greutate specifică medie de 3 sau mai puțin (cap. 22). Aceasta în-

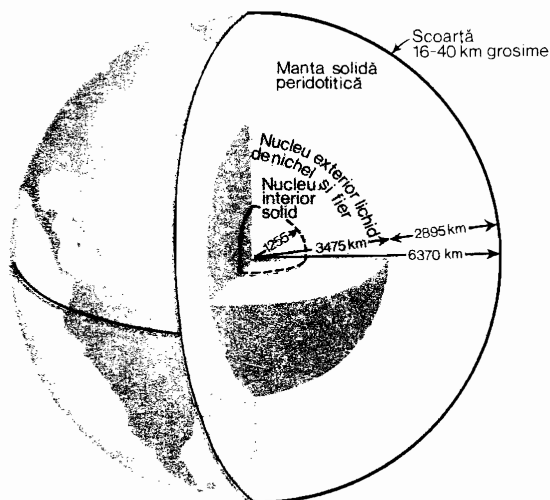


Fig. 23.1 Interiorul Pămîntului este alcătuit din zone concentrice.

seamnă că greutatea specifică crește pronunțat spre interior, unde poate fi de 10 pînă la 15. Fierul, cu o mică proporție de nichel, este considerat a fi substanța ce constituie nucleul lichid. Această concluzie se sprijină pe faptul că mulți meteoriți — fragmente desprinse din alte nebuloase cosmice — au în compoziția lor fier și nichel. Temperatura nucleului terestru este probabil de 2 200—2 750°C, iar presiunea depășește

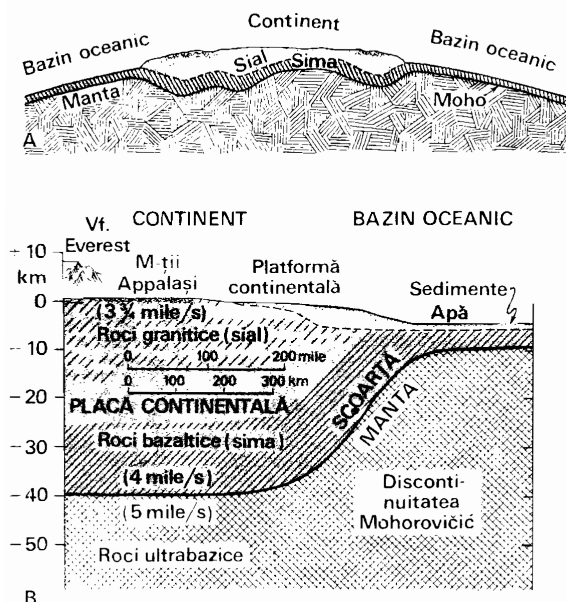


Fig. 23.2 Scoarța terestră prezintă grosimi mai mari sub continente decît sub bazinele oceanice.

de 3—4 milioane ori presiunea atmosferică la nivelul mării.

La exteriorul nucleului se află *mantaua*, groasă de circa 2 900 km și compusă din materie minerală solidă. Judecînd după comportamentul undelor seismice, mantaua este probabil formată mai ales din olivină (silicat de magneziu și fier) și care conține un tip de rocă bazică ce se numește *dunit*. Această rocă, care poate fi în stare vitroasă, posedă o mare densitate și rigiditate la solicitările bruște ale undelor seismice ce o traversează. Pe de altă parte, mantaua se poate adapta prin curgere lentă la forțele inegale ce acționează pe mari perioade de timp. În această privință ea seamănă întrucîtva cu smoala rece, care este dură și se sparge ușor prin lovire, dar curge lent la vale dacă este lăsată mult timp pe o pantă.

Scoarța

Zona exterioară și cea mai subțire a Pămîntului este *scoarța* — un strat gros de 8—40 km. Formată din roci cristaline, în majoritate eruptive, scoarța este friabilă sub acțiunea forțelor orogenice, fracturîndu-se de-a lungul unor mari falii. Baza scoarței, adică zona de contact cu mantaua, este net delimitată, aceasta rezultînd din faptul că undele seismice își schimbă brusc viteza acolo (fig. 23.2, *A*). Suprafața de separație dintre scoarță și manta a fost numită *moho* — o prescurtare de la Mohorovičić, numele seismologului care a descoperit-o.

Din studiul undelor seismice se poate conchide că scoarța are două strate, un strat inferior continuu de rocă bazaltică — *sima* (vezi cap. 22) și un strat superior de rocă granitică — *sial* — care formează continentele. Stratul granitic este discontinuu ca suprafață, lipsind din bazinele oceanice. Figura 23.2, *B* prezintă schematic o mică porțiune de scoarță la marginea unui continent. Depozitele sedimentare ale continentelor formează doar o pojghiță subțire, care nu apare în această schemă, deși uneori ele pot atinge grosimi de cîteva mii de picioare.

Acele sectoare ale scoarței care formează continentele sînt mult mai groase decît cele de sub bazinele oceanice, putînd fi asemuite unor enorme aisberguri care plutesc pe mare, avînd numai o mică parte vizibilă deasupra apei, în timp ce masa

lor principală este adînc submersă. Roca vitroasă din mantaua Pămîntului a cedat prin curgere, în felul unui fluid foarte vîscos, permițînd plăcilor continentale rigide și mai ușoare ale scoarței să ia poziția unor aisberguri.

Răspîndirea continentelor și a bazinelor oceanice

Formele de relief de prim ordin ale Pămîntului sînt continentele și bazinele oceanice. Folosind un glob sau un atlas putem stabili că aproximativ 29% din suprafața terestră este uscat, iar 71% oceane. Dacă, totuși, mările ar seca, am constata că pe mari întinderi de lîngă țărmurile continentelor apa este puțin adîncă, sub 180 m. De la aceste *platforme continentale*, relativ puțin adînci, fundul oceanului coboară rapid la adîncimi de mii de metri. Într-un sens deci bazinele oceanice sînt supraîncărcate cu apă, depășind chiar limitele unor regiuni care ar fi trebuit să constituie părți ale continentelor. Dacă nivelul oceanului ar scădea cu 180 m, suprafața uscatului ar ajunge la 35%, iar cea a oceanelor s-ar reduce la 65% — valori pe care le putem considera ca reprezentînd adevăratele proporții relative.

Figura 23.3 prezintă grafic distribuția procentuală a suprafeței Pămîntului în raport cu înălțimea, atît deasupra cît și sub nivelul mării. Observăm că cea mai mare parte din suprafața uscatului se află la mai puțin de un kilometru deasupra nivelului mării. Există o scădere rapidă de la aproximativ —1 km pînă la —3 km, unde se atinge fundul oceanului. O suprafață însemnată din fundul oceanului se află între 3 și 6 km sub nivelul mării. Neținînd seama de curbura Pămîntului, ne putem imagina continentele ca niște platforme, iar oceanele ca bazine vaste cu fund plat.

Scara formelor de relief terestre

Înainte de a aborda descrierea principalelor subdiviziuni ale continentelor și bazinelor oceanice, este interesant să discutăm scara reală a formelor de relief terestre în comparație cu Pămîntul ca sferă. Cele mai multe globuri și hărți în relief tipărite în reviste și atlase sînt puternic exagerate pe scară verticală. Pentru a obține un profil la scară reală putem trage un cerc de cretă de 6,4 m în diametru, reprezentînd circumferința terestră la scara de 1:2 000 000. O linie de cretă groasă de 0,15 cm ar cuprinde între limitele ei nu numai cel mai înalt punct de pe Pămînt, muntele Everest (+8 847 m), dar și cele mai adînci fose abisale cunoscute, sub —10 700 m.

Figura 23.4 prezintă profile corect curbate raportate la un glob de 6,4 m în diametru. Profilul topografic este trasat la scară naturală, fără exagerare pe verticală. Deși este vorba de cele mai impunătoare trăsături ale Asiei și Americii de Nord, ele nu sînt decît neregularități minore pe acest cerc global.

Trăsăturile reliefului de ordinul al doilea în cadrul bazinelor oceanice

Nordul Oceanului Atlantic oferă cîteva trăsături tipice ale bazinelor oceanice și ale limitelor sale continentale. Cele trei unități majore ale Atlanticului de nord sînt: *soclul (margine) continental*, *fundul bazinului*

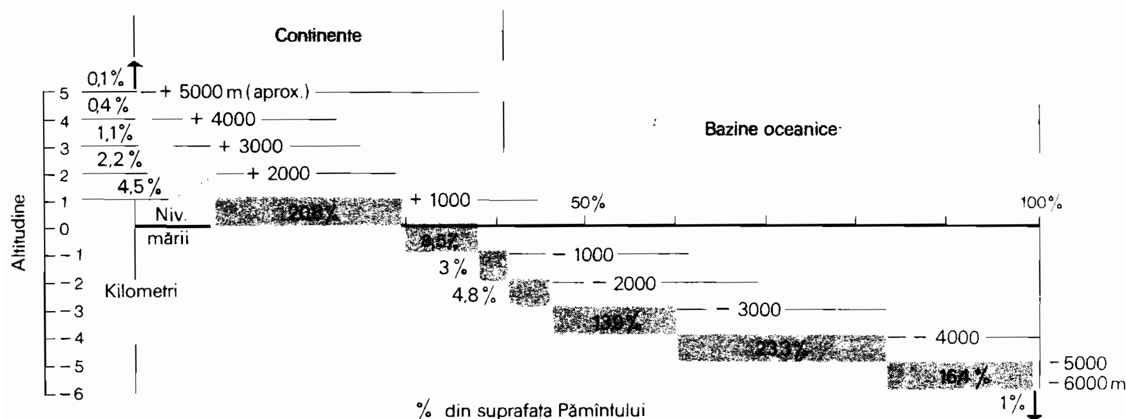


Fig. 23.3 Treptele altitudinale ale scoarței terestre.

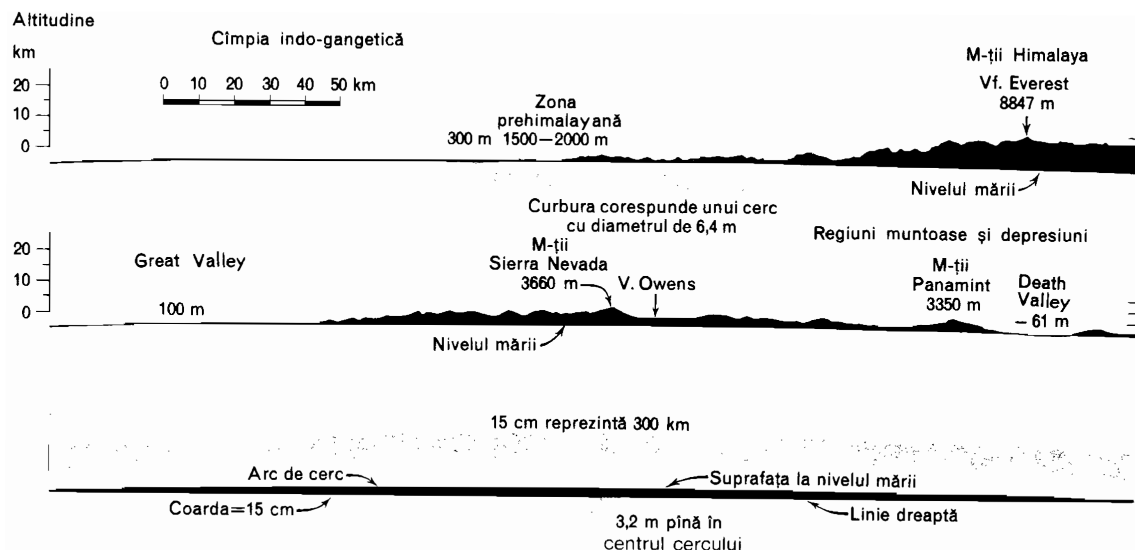


Fig. 23.4 Formele majore de relief reprezentate la scară reală și curbura nivelului mării după un glob cu diametrul de 6,4 m.

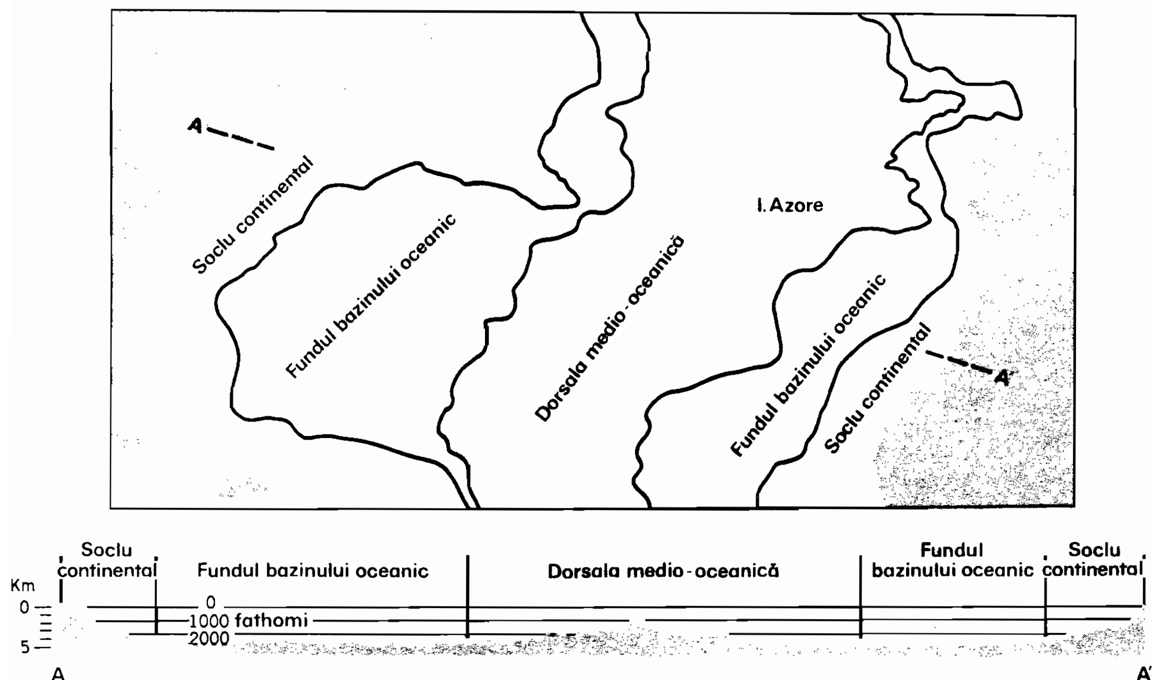


Fig. 23.5 Principalele diviziuni ale bazinului nord-atlantic *(sus)* și un profil reprezentativ care începe din Noua Anglie pînă către coasta africană *(jos)*. Exagerarea profilului este de aproximativ 40 de ori (după B. C. Heezen, M. Tharp, M. Ewing, 1959, citat de A. N. Strahler, The Earth Sciences, Harper and Row, New York, 1963).

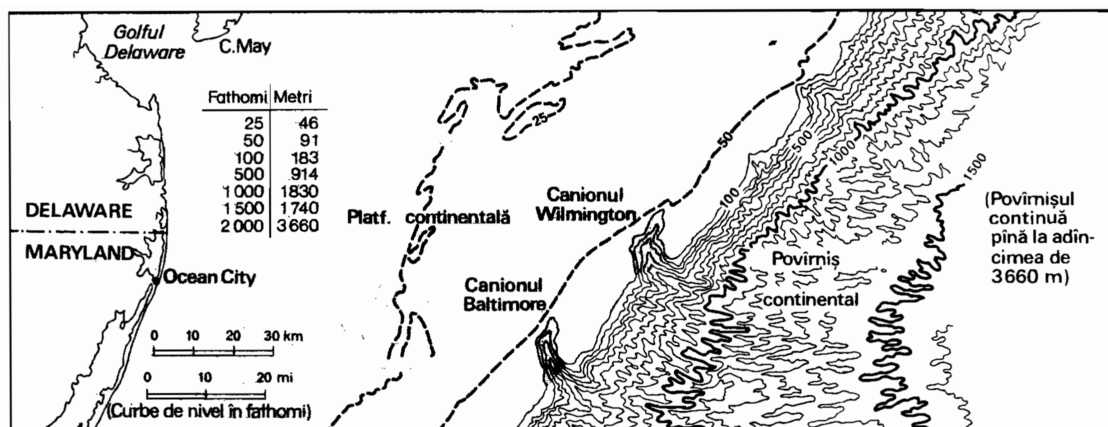


Fig. 23.6 Două canioane submarine crestează marginea exterioară a platformei continentale atlantice în dreptul coastei statelor Delaware și Maryland (după Veatch și Smith).

oceanic și *dorsala medio-oceanică* (fig. 23.5). Aceste unități pot fi tratate drept trăsături de relief de ordinul al doilea ale suprafeței pămîntești.

De-a lungul marginii răsăritene a Americii de Nord se întinde *platforma continentală (continental shelf)* — o cîmpie înclinată și relativ netedă, lată de 120—160 km și atingînd la limita exterioară adîncimea de 180 m. Această platformă — o parte din marginea continentală — este de fapt o zonă de depunere a stratelor de rocă sedimentară formate din material adus de apele curgătoare din estul Statelor Unite și răspîndit pe fundul mării prin acțiunea curenților. La limita sa exterioară platforma este înlocuită brusc de un *povîrniș continental (continental slope)*, care coboară spre adevăratul fund al bazinului oceanic, situat la adîncimi de aproximativ 3 700 m.

Povîrnișul este crestat de ciudate *canioane submarine (submarine canyons)* (fig. 23.6), a căror origine este mult discutată. Aceste canioane par să fie opera unor curenți de eroziune, un fel de curgeri de apă noroioasă, numite *curenți de turbiditate (turbidity currents)*, care iau naștere prin perturbarea sedimentelor moi de la obîrșia canioanelor datorită furtunilor sau șocurilor seismice. Aceste curgeri se deplasează rapid pe povîrnișul continental, deoarece densitatea lor este mai mare decît cea a apei de mare. Răspîndindu-se pe fundul adînc al mării, curenții de turbiditate își încetează treptat mișcarea. Sedimentele se împrăștie, acumulîndu-se, în strate largi, de-a lungul multor milioane de ani, îngropînd cu încetul trăsăturile topografice neregulate ale fundului și generînd în bazinele oceanice vaste *cîmpii abisale (abyssal plaines)* plate (fig. 23.7). Astfel marele bazin nord-Atlantic are un fund remarcabil de neted pe mari întinderi la o adîncime de circa 5 500 m. De pe fundul oceanului se

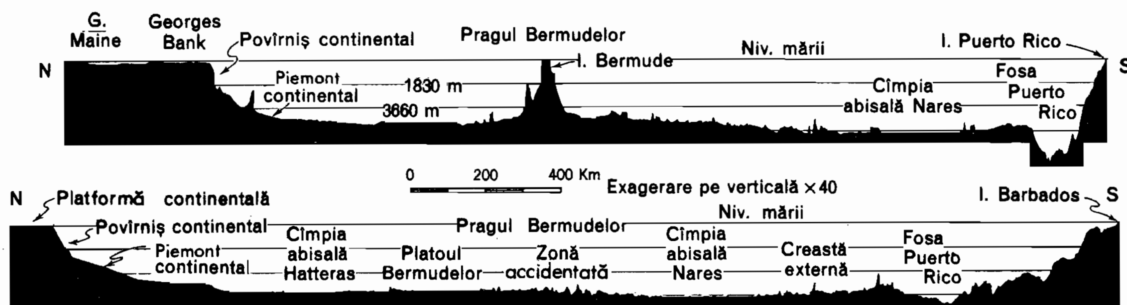


Fig. 23.7 Profile transversale prin Oceanul Atlantic care pun în evidență elementele reliefului submarin: platforma și povîrnișul continental, cîmpiile abisale, fosele abisale, precum și alte neregularități (după Bruce C. Heezen, *Lamont Geological Observatory of Columbia University*).

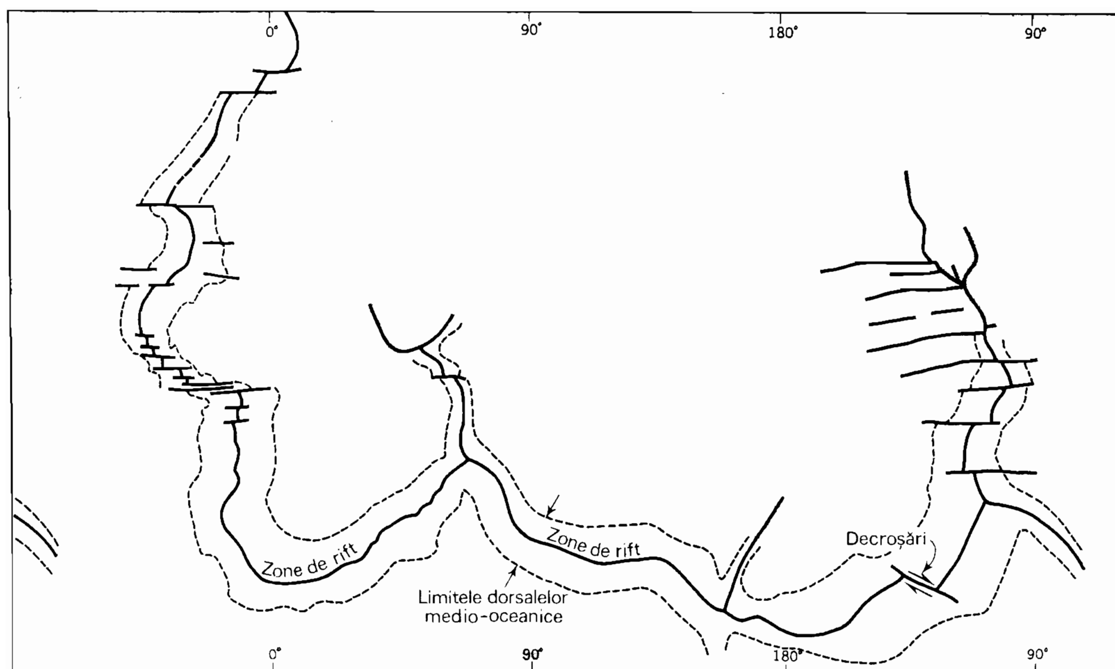


Fig. 23.8 Harta generală în care apare configurația sistemului dorsalelor sau crestelor oceanice și a zonelor de fracturi transversale (după B. C. Heezen, 1960, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

înalță abrupt munți submarini izolați, dintre care unii sînt străvechi vulcani.

În centrul Oceanului Atlantic există un mare lanț de munți submarini, *dorsala medio-atlantică*, comparabilă ca dimensiuni și relief cu lanțul Munților Stîncoși, dar în întregime submersă, cu excepția insulelor Azore. Această creastă este doar o parte dintr-o dorsală oceanică continuă ce străbate sudul Oceanului Atlantic, Oceanul Indian, sudul și estul Pacificului și Oceanul Arctic. Ea pare să constituie expresia unui sistem major de fracturi ale scoarței terestre (fig. 23.8). Scoarța oceanică este probabil în curs de desprindere de-a lungul acestei creste, formînd un *graben* sau o *zonă de rift (rift valley)* pe linia ei centrală (vezi profilul din fig. 23.5). Concomitent mantaua este împinsă, ridicînd creasta. Dovezi în sprijinul teoriei expansiunii scoarței în zona crestei oceanice au fost furnizate de studiul proprietăților magnetice ale bazaltelor din centurile adiacente crestei.

Alt element al fundului oceanelor îl formează *fosele abisale (trenches, foredeeps)* — depresiuni lungi și înguste ce pot atinge 7 500 pînă la 10 000 m în adîncime sau chiar mai mult (fig. 23.7 și 23.9). Geologii consideră că aceste fose reprezintă zone scufundate, asociate cu mișcările orogenice recente. Acumularea sedimentelor pe fundul gropilor este atît de lentă, încît aceste depresiuni nu s-au umplut încă, așa cum s-ar fi întîmplat deasupra nivelului mării.

Geologii și geofizicienii consideră de multă vreme că bazinele oceanice există de la începutul timpului geologic și că nu și-au schimbat locul cu continentele prin deformări ale scoarței. Dovezi în sprijinul acestei teorii găsim în faptul că majoritatea rocilor sedimentare din epoci geologice trecute, de pe suprafața continentelor sînt depuse la adîncimi relativ mici, pe cînd argilele cu textură foarte fină din adîncul oceanelor *(oozes)*, care se depun pe munții marini și pe crestele submarine izolate lipsesc din depozitele geologice continentale. În carote submarine cu grosimi pînă la 15 m, colectate din asemenea formațiuni apar strate subțiri de argilă a căror vîrstă reprezintă pînă la 100 milioane ani, indicînd că sedimentarea din apele oceanului este foarte lentă în comparație cu depunerea de pe platformele continentale și din mările interioare puțin adînci. Părțile inferioare, mai adînci, ale bazinelor oceanice au primit totuși depuneri de mii de metri formate din strate de argile și

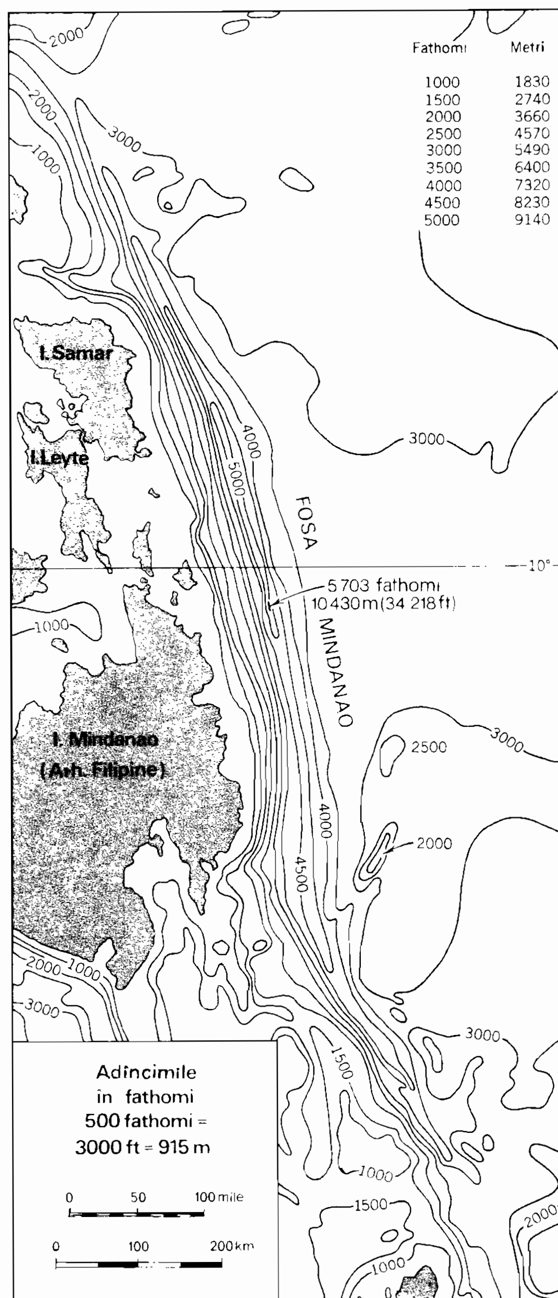


Fig. 23.9 **Marea fosă abisală Mindanao, situată la est de insulele Filipine, atinge adîncimea maximă de 10 430 m, depășind astfel înălțimea vîrfului Everest (după H. H. Hess, Harta 5485** *Hydrographic Office*).

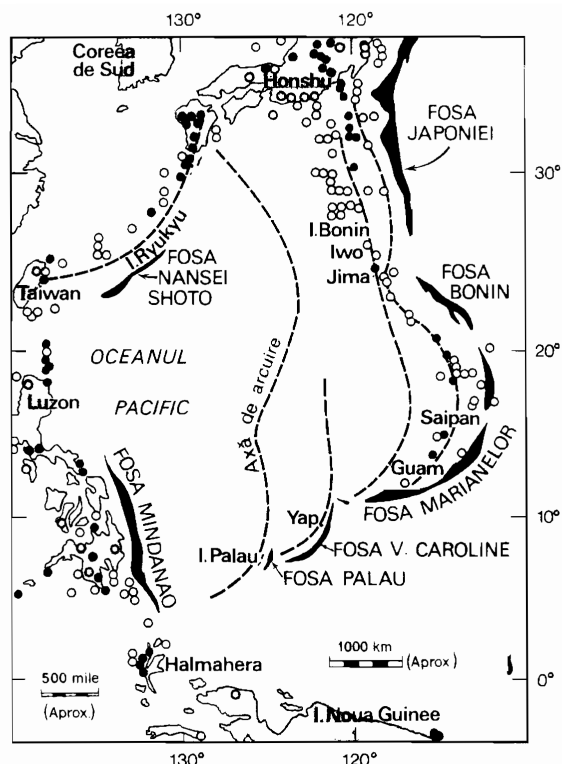


Fig. 23.10 Harta părții de vest a Oceanului Pacific în care sînt indicate fosele abisale (suprafețele înnegrite), arcurile insulare (redate prin linii întrerupte), vulcanii activi (notați prin puncte negre) și focarele seismice de mare adîncime (cercuri albe) (după H. H. Hess).

nisip și aduse de curenții de turbiditate de la marginea continentelor.

În prezent, fenomenele orogenice de la marginea bazinelor oceanice ocupă zone lungi, înguste și curbe, numite *axe de arcuire* (fig. 23.10). Fiecare arc prezintă o zonă de pronunțată cutare sau comprimare a scoarței și se asociază cu vulcani activi și seisme. Marile adîncimi oceanice se află în general de-a lungul limitei exterioare a arcurilor insulare.

Trăsăturile reliefului de ordinul al doilea pe continente

Ca și bazinele oceanice, continentele pot fi subîmpărțite în unități de relief de ordinul al doilea. În esență, continentele prezintă două tipuri fundamentale de unități geologice: *scuturi (shields)* și *zone orogenice* sau *centuri orogenice (orogenic belts)*. Scuturile constituie inima platourilor continentale și sînt formate din roci extrem de vechi. Vîrsta rocilor de pe scuturi este *pre-*

cambriană, depășind deci 600 milioane de ani. Cea mai mare parte a rocilor din zona scuturilor are peste 1 miliard de ani, unele roci fiind datate chiar la 3,5 miliarde de ani. Cîteva perioade de orogeneză au afectat scuturile în era precambriană, înregistrîndu-se un puternic metamorfism al rocilor sedimentare vechi ca și numeroase intruziuni masive de roci granitice sub formă de batoliți (cap. 22). Deși în diferite epoci ale erei precambriene au existat mari lanțuri de munți, procesele de eroziune au tocit acești munți pînă la rădăcină, aducînd străvechile continente aproape la starea de cîmpii netede. De aceea astăzi scuturile sînt în mare măsură șesuri și podișuri joase, constituind părți foarte stabile ale scoarței continentale a Pămîntului.

În erele ulterioare, mișcările scoarței în zona scuturilor au fost de natură *epirogenică*, implicînd înălțarea și scufundarea scoarței pe mari întinderi, fără o fracturare sau curbare apreciabilă a rocilor. Mișcările epirogenice reflectă în general



Fig. 23.11 Zonele de scut apar mărginite de zone muntoase (linii întrerupte) de vîrstă paleozoică sau mai recentă. Suprafața scuturilor este acoperită de depozite sedimentare (după A. J. Eardley, *Structural Geology of North America*).

tabilitatea scoarței, în contrast cu mișcările orogenice de comprimare care afectează zonele instabile.

Acolo unde mișcările epirogenice au fost de sens negativ (scufundări), mari porțiuni ale scuturilor au ajuns sub nivelul mării, formînd platforme continentale sau funduri de mări puțin adînci. Această submersiune a permis depunerea stratelor sedimentare pe vechile roci eruptive și metamorfice. Mai tîrziu, mișcări epirogenice pozitive (ridicări) au adus sedimentele deasupra nivelului mării, unde au acționat asupra lor apele curgătoare, brăzdîndu-le în dealuri și platouri.

Scuturile emisferei nordice sînt prezentate în figura 23.11. Inima geologică a Americii de Nord o formează *scutul canadian*, iar cea a Europei este *ruso-baltic* sau *feno-scandic*. Rocile ambelor scuturi datează din cea mai veche eră a istoriei geologice, avînd vîrsta de 1—3 miliarde ani. În emisfera sudică, zone de scut similare ocupă porțiuni din Australia, sudul Africii și Antarctica.

Centurile muntoase ale continentelor sînt zone orogenice lungi și înguste în care scoarța a fost comprimată și forțată să se îndoaie în cute strînse, fiind concomitent puternic înălțată. Distingem două vîrste principale ale centurilor muntoase. Prima cuprinde munții formați în paleozoic și la începutul mezozoicului (acum 200—600 milioane ani). În prezent inactivi, acești munți străvechi mai au pe alocuri un relief accidentat și înălțimi destul de mari, dar în general au fost reduși la înfățișarea unor dealuri. A doua grupă de vîrstă cuprinde sfîrșitul mezozoicului și era cenozoică (mai puțin de 150 milioane ani) și se caracterizează prin relief pronunțat și înălțimi mari. Lanțurile formate în cenozoic sînt încă în multe locuri zone active de deformări ale scoarței și de manifestare a vulcanismului; ele au o înfățișare alpină spectaculoasă.

Scara timpului geologic

Discutînd dezvoltarea trăsăturilor de relief ale continentelor este necesar să ne referim la evenimentele din trecutul geologic. Chiar și explicarea formelor de relief apărute în epoci mai recente presupune oarecare cunoștințe asupra duratei și succesiunii unităților de timp geologic. Specialistul în geografia economică, pe care-l interesează prezența și răspîndirea minereurilor și a combustibililor minerali, constată că datele de geologie istorică sînt extrem de utile pentru înțelegerea existenței zăcămintelor minerale în diverse părți ale lumii. Tabelul 23.1 prezintă deci evenimentele geologice importante și subîmpărțirile istoriei geologice. Observăm că în partea superioară a tabelului, care reprezintă evenimentele mai recente, timpul geologic se împarte în intervale mici, dar cu creșterea vîrstei unitățile devin mai mari și mai generalizate. Aceasta se datorează faptului că documentele geologice sînt foarte fragmentare pentru vîrstele vechi, devenind însă mai amănunțite pe măsura apropierii de prezent.

Vîrstele absolute date în tabel au fost stabilite cu ajutorul analizei chimice a mineralelor radioactive și sînt în general acceptate de geologi, sub rezerva unui mic procentaj de eroare. În fiecare perioadă geologică s-au produs acumulări masive de sedimente; de fapt stratele înseși constituie mărturii geologice, fiind singura indicație despre starea climatică și geomorfologică a epocii și conținînd resturi fosile de viață vegetală și animală.

În linii generale fiecare unitate cronologică principală s-a încheiat prin fenomene orogenice *(revoluții)*, care au tulburat succesiunea sedimentării. Așa cum am arătat, cea mai mare unitate este acea de *eră* ale cărei ultime trei diviziuni sînt cenozoicul, mezozoicul și paleozoicul, în ordinea crescîndă a vîrstei. Întreaga perioadă precedentă este atribuită vîrstei precambriene. Și în precambrian s-au semnalat ere, dar documentele sînt foarte fragmentare și confuze. Al doilea ordin de unități cronologice îl formează *perioada;* era paleozoică are șapte perioade, era mezozoică trei, iar era cenozoică două. *Epocile* sînt unități și mai mici, indicate în tabel numai în cadrul cenozoicului.

Schema principalelor evenimente geologice

Studiul geologiei dinamice și istorice depășește cadrul prezentului volum. Vom prezenta totuși cîteva date privind schema generală a evenimentelor geologice, schemă ce s-a repetat de multe ori în trecut. Pentru aceasta vom folosi diagramele din figura 23.12, care reprezintă evenimente ce s-au produs probabil în dezvoltarea regiunii văii Hudson în erele paleozoică,

TABELUL 23.1 ISTORIA GEOLOGICĂ

ERA	PERIOADA	EPOCA	Vîrsta absolută în ani pînă în prezent	Principalele evenimente geologice din S.U.A., în ordine cronologică	Trăsături distinctive ale florei și faunei	
CENOZOIC	CUATERNAR	Recent (HOLOCEN)		Schimbări minore în configurația reliefului sub acțiunea rîurilor, valurilor și vîntului	Apariția civilizației	Antropogen
			10 000			
		PLEISTOCEN		Patru stadii de extindere a calotelor glaciare și a ghețarilor montani	Dezvoltarea omului; dispariția marilor mamifere	
			1 000 000	Orogeneza cascadiană: ridicarea lanțurilor Cascadelor și Sierra Nevada; formare de vulcani		
	TERȚIAR	PLIOCEN			Începuturile evoluției omului; dominația elefanților, cailor și carnivorelor mari	Perioada mamiferelor
			13 000 000			
		MIOCEN		Sedimente marine depuse pe cîmpiile litorale ale Oceanului Atlantic și Golfului Mexic; depuneri fluviatile în regiunea Marilor Cîmpii și în bazinele din Munții Stîncoși; sedimente marine groase depuse în regiunea de coastă a Pacificului	Dezvoltarea balenelor, liliecilor, maimuțelor	
			25 000 000			
		OLIGOCEN			Apariția antropoidelor	
			36 000 000			
		EOCEN			Dezvoltarea mamiferelor primitive; extinderea gramineelor (cerealelor)	
			58 000 000			
		PALEOCEN			Primii cai	
			63 000 000	Orogeneza laramică: formarea Munților Stîncoși		
MEZOZOIC	CRETACIC			Depuneri de sedimente marine pe cîmpia litorală a Oceanului Atlantic și a Golfului Mexic și în geosinclinalul Munților Stîncoși	Dispariția dinozaurilor, dezvoltarea plantelor cu flori	Perioada reptilelor
			135 000 000	Orogeneza nevadiană: intruziunea batolitului din regiunea Sierra Nevada		
	JURASIC			Depuneri de sedimente marine în mările din vestul S.U.A.; nisipuri de deșert depuse în podișul Colorado	Culminația dinozaurilor; apar primele păsări	
			180 000 000	Faza palisadiană: falieri în blocuri în estul S.U.A.		
	TRIASIC			Depuneri de strate roșii în bazinele tectonice din estul S.U.A. și în bazinele puțin adînci din vestul S.U.A.	Primii dinozauri; primele mamifere primitive; răspîndirea cycadalelor și a coniferelor	
			230 000 000	Orogeneza appalașiană: cutarea formațiunilor paleozoice din geosinclinalul appalașian		
PALEOZOIC	PERMIAN			Depuneri de șisturi argiloase roșii și calcare în sud-vestul S.U.A.; multă sare și gips (glaciațiunea continentelor din emisfera sudică)	Abundență de conifere; dezvoltarea reptilelor; răspîndirea insectelor și amfibienilor; dispariția trilobiților	Perioada amfibienilor
			280 000 000			
	CARBONIFER: PENNSYLVANIAN			Depuneri de strate cu cărbuni în estul și centrul S.U.A.	Extinderea masivă a pădurilor de pteridofite, plante cu spori care au format cărbunii; primele reptile; abundență de insecte	
			310 000 000			
	CARBONIFER: MISSISSIPPIAN			Depuneri de sedimente calcaroase, șistoase, în bazinele întinse și puțin adînci din centrul și estul S.U.A.	Răspîndirea rechinilor; culminația crinoizilor	
			345 000 000	Orogeneza acadiană: cutare și intruziune de roci eruptive în New England		
	DEVONIAN			Depuneri de strate marine groase în geosinclinalele din estul și vestul S.U.A.	Primii amfibieni; numeroși corali; primele păduri se răspîndesc pe uscaturi	Perioada peștilor
			405 000 000			
	SILURIAN				Primele plante și animale care respiră aer; dezvoltarea peștilor	
			425 000 000	Orogeneza taconiană: cutarea rocilor în estul S.U.A., statele Nevada și Utah		
	ORDOVICIAN			Depuneri de strate marine groase în geosinclinalele din estul și vestul S.U.A.	Viața există numai în mări; răspîndirea moluștelor; culminația trilobiților	Perioada nevertebratelor marine
			500 000 000			
	CAMBRIAN				Predomină trilobiții; multe nevertebrate marine	
			600 000 000			
	Precambrian; vîrsta este de peste 4 miliarde ani			Numeroase perioade de sedimentare alternînd cu perioade de orogeneză	Primele forme de viață; puține fosile cunoscute	

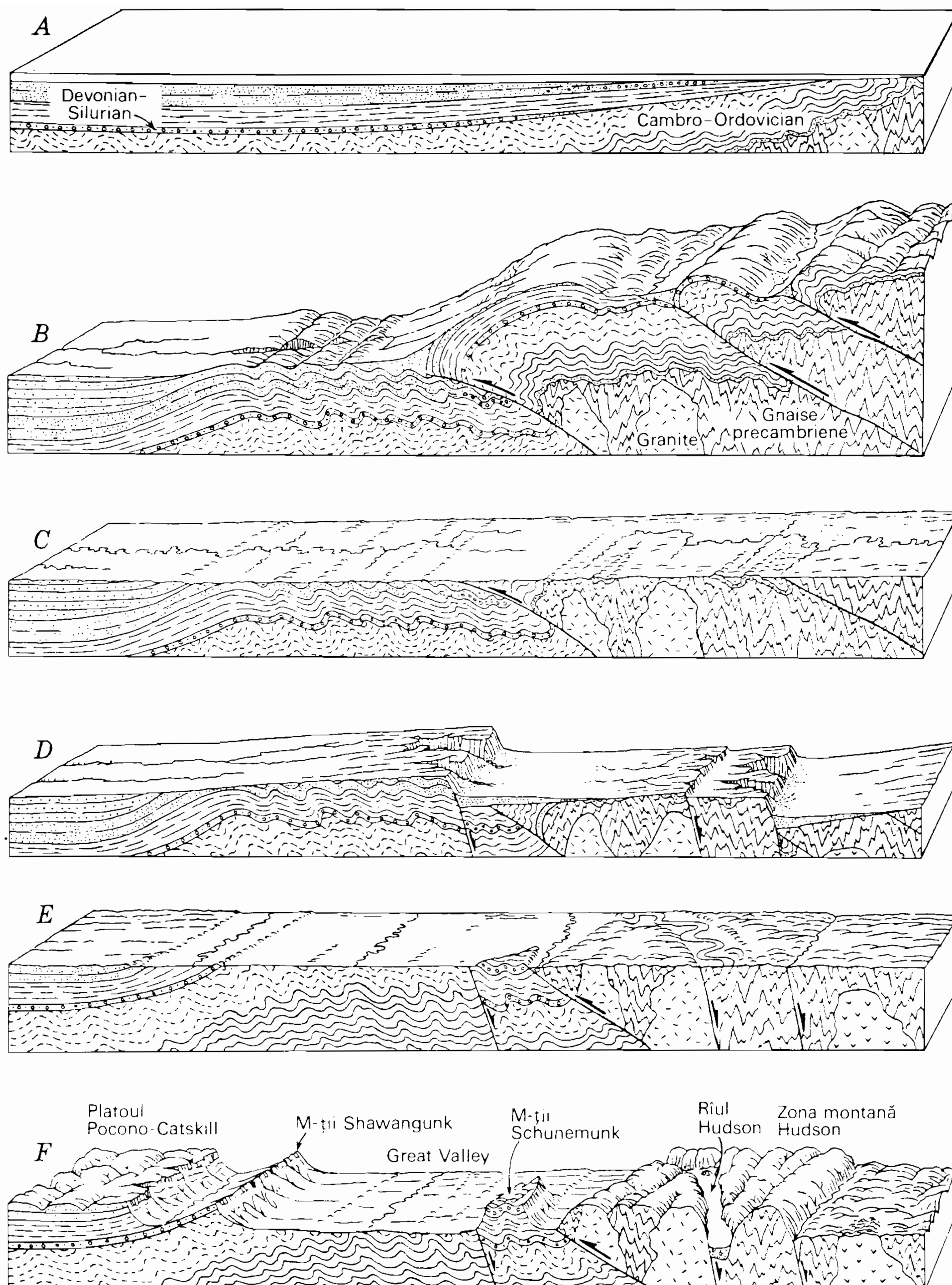


Fig. 23.12 Succesiune de evenimente ce s-au repetat de mai multe ori în istoria geologică a uscatului terestru, bine ilustrată de regiunea văii Hudson. În aceste blocdiagrame nord-vestul este spre stînga, iar sud-estul la dreapta. *A*, Braț de mare interior în care s-au acumulat mii de metri de sedimente în era paleozoică. *B*, Fenomenele orogenice de la sfîrșitul paleozoicului au produs o serie de cute și falii de șariaj. Are loc o exondare generală a regiunii, cînd aceasta devine, în cea mai mare parte, emersă. *C*, După o lungă perioadă de eroziune relieful capătă aspectul unei peneplene. *D*, Falierile din triasic au dat naștere unor blocuri ușor înclinate. *E*. A doua perioadă de eroziune îndelungată în cadrul căreia relieful capătă aspect de peneplenă. *F*, Relieful actual s-a format prin eroziunea diferențială a diferitelor tipuri de roci (după A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

mezozoică și cenozoică, deci pe o perioadă de aproximativ 600 milioane ani.

În blocdiagrama *A*, regiunea este prezentată ca un braț de mare paleozoic în care s-au acumulat mii de metri de sedimente. O zonă de depunere maritimă interioară de acest fel se numește *geosinclinal*. Sedimentul provine în mare parte dintr-un lanț de insule vulcanice aflate spre est. Era paleozoică s-a încheiat printr-o masivă orogeneză, *revoluția appalașiană*. Stratele de sedimente ale geosinclinalului au fost puternic cutate și rupte în compartimente care s-au încălecat (blocdiagrama *B*). Ca urmare, a apărut un mare lanț muntos în locul vechiului braț de mare. Îndoirea stratelor poartă numele de *cutare*, iar structurile ondulate care apar se numesc *cute*. Suprafețele înclinate pe care se produce alunecarea sînt *falii de șariaj*, procesul însuși numindu-se *șariaj*. Morfologia munților formați prin cutare și șariaj se compune din forme de relief inițiale (vezi cap. 22). Agenții de denudație încep să atace formele inițiale chiar înainte de încetarea cutării și șariajului.

După revoluția appalașiană regiunea a rămas relativ stabilă și în repaus timp de multe milioane de ani. Procesele de denudație au redus munții la o formă de teren cu relief foarte puțin marcat — *peneplenă* (arătată în blocdiagrama *C*). Observăm că roca cea mai veche, un gnais de vîrstă precambriană, este prezentă în miezul centurii muntoase, pe cînd stratele de sedimente cele mai tinere, de vîrstă paleozoică, rămîn în zona de minimă perturbare, la capătul din stînga al diagramei.

În figura 23.12,*D*, regiunea a suferit din nou mișcări ale scoarței însă de o natură diferită de cele anterioare. Este vorba de *faza palisadiană*, care a început în triasic. Regiunea a fost fracturată într-o serie de blocuri, fiecare dintre ele înclinat față de vecinii săi. Fracturile sînt un tip de falie, deosebindu-se totuși de faliile de șariaj prin aceea că au o înclinare aproape verticală a liniilor de rupere și prin absența vreunei comprimări și reduceri pronunțate a scoarței. Întregul fenomen poate fi denumit cu termenul de *faliere în blocuri (block faulting)*. Peneplena formată înaintea falierii dă suprafețele netede și înclinate ale blocurilor.

În blocdiagrama *E*, regiunea a fost din nou redusă la stadiul de peneplenă, indicînd o altă perioadă lungă de relativă stabilitate a scoarței terestre, care s-a extins pînă în era terțiară. Rocile mai rezistente — gnaise, granite, conglomerate și gresii — se înalță sub forma unor dealuri joase între depresiuni plate întinse, formate pe argile șistoase.

Regiunea a trecut apoi printr-o altă mișcare a scoarței, de natură epirogenetică. Aceasta a fost o ridicare foarte simplă, fără falieri sau cutări. Ca rezultat, peneplena din figura 23.12,*E* a fost pur și simplu înălțată cu circa 600 m. Rîurile și alți agenți de denudație și-au reluat activitatea, sculptînd rocile mai slabe și formînd astfel văi. Rocile rezistente — gresii, conglomerate, granite și gnaise — au rămas, formînd creste și masive muntoase, așa cum vedem în blocdiagrama *F*, care reprezintă starea actuală. Morfologia actuală se datorește exclusiv intensității diferite a eroziunii terenurilor cu structuri petrografice, formate în cadrul unei lungi serii de evenimente geologice.

Capitolele 32—34 abordează particularitățile individuale ale formelor de relief dezvoltate în cadrul structurilor orizontale, cutate, a structurilor în formă de dom, a celor cu blocuri de falii ca și pe roci eruptive extruzive și intruzive.

Un sistem internațional de clasificare a formelor de relief

Sistemele internaționale de clasificare a climei, marilor grupe de soluri și vegetației naturale au fost discutate în capitolele anterioare. Planșele 2—4 prezintă concluziile acestor clasificări. Este indispensabil ca geograful să adauge un al patrulea sistem de clasificare — cel al formelor de relief — completînd astfel analiza răspîndirii pe glob a celor patru elemente fundamentale ale geografiei fizice: clima, solurile, vegetația și formele de relief.

Un sistem de clasificare bazat în parte pe geneza (originea) formelor de relief și în parte pe configurația suprafeței uscatului este adecvat și relevant în raport cu sistemul explicativ-descriptiv de analiză a reliefului pe care l-am descris în capitolul 22. Un asemenea sistem de clasificare a fost elaborat și aplicat de Richard E. Murphy*, avînd ca rezultat harta formelor reliefului

* Richard E. Murphy, 1968, *Landforms of the world*, Annals Map Supplement No. 9, Annals, Association of American Geographers, 58(1).

terestru. Dăm mai jos descrierea sistemului, în conformitate cu definițiile stabilite de Murphy în 1967*.

Sistemul Murphy de clasificare a formelor de relief utilizează trei niveluri sau categorii de date, aplicate succesiv în identificarea formelor de relief sub raportul vîrstei geologice și al compoziției rocilor (regiuni structurale), al configurației suprafeței (morfologie) și al naturii proceselor geomorfologice care i-au dat naștere (relief de eroziune sau de acumulare). Tripla bază a abordării genetice în studiul formelor de relief — structură, proces și stadiu — este cuprinsă în prima și a treia categorie din sistemul de clasificare. O trăsătură deosebit de valoroasă a abordării genetice este aceea că permite unui geomorfolog bine pregătit și experimentat să își folosească cunoștințele anterioare pentru a prevedea sau anticipa multe detalii caracteristice ale reliefului care nu sînt cuprinse implicit în definițiile diverselor clase. Componenta empirică a sistemului Murphy o găsim în al doilea nivel de clasificare, adică în morfologie. Aici subîmpărțirea aspectelor geometrice ale uscatului urmează definiții strict numerice. Altitudinea absolută și altitudinea relativă (diferența de înălțime dintre punctele cele mai înalte și cele mai joase în poziții adiacente) formează baza definirii claselor. Metoda empirică de caracterizare a morfologiei dă sistemului un element de informare utilă și inechivocă.

Întregul sistem folosește trei seturi de simboluri (litere): primul reprezintă regiunile structurale, al doilea — clasele morfologice, iar al treilea — tipurile de relief de eroziune sau de acumulare.

Regiunile structurale

S-au stabilit șapte regiuni structurale, desemnate prin literele *A*, *C*, *G*, *L*, *R*, *S* și *V*, cu următoarele definiții:

A. *Sistemul alpin*. Un sistem de lanțuri muntoase ce înconjură globul, format după perioada jurasică. Cuprinde regiunile faliate, platourile, bazinele și cîmpiile litorale închise de aceste lanțuri.

C. *Martori caledonieni (hercinici sau appalașieni)*. Resturi de munți formați în paleozoic și mezozoic, înainte de perioada cretacică, și care n-au mai cunoscut ulterior nici un fenomen de orogeneză, deși se poate să fi avut loc (și adesea au avut loc) mișcări epirogenetice. În unele cazuri au rămas doar rădăcini tocite. Sînt incluse aici regiunile faliate, platourile, bazinele și cîmpiile litorale delimitate de acești martori.

G. *Scuturile Gondwanei*. Zone de blocuri masive, stabile, ale scoarței sialice a Pămîntului, situate la sud de marea desfășurare est-vestică a sistemului alpin, zone în care rocile precambriene aflorează fie pe întreaga suprafață, fie alcătuiesc o arie încercuitoare care nu prezintă nici o deschidere mai mare de 320 km între aflorimente sau rocile extruzive de înveliș și în care rocile cristaline formează peste 50% din roca de suprafață. Aceste scuturi n-au mai suferit mișcări de orogeneză din perioada cambriană.

L. *Scuturile Laurasiei*. Zone de blocuri masive stabile, ale scoarței sialice a Pămîntului, situate la nord de marea desfășurare est-vest a sistemului alpin. (Restul definiției ca la punctul G).

R. *Arii fracturate (de rift) ale scuturilor*. Zone de rift ale scuturilor, formînd grabene, cu horsturi și trăsături vulcanice asociate.

S. *Învelișuri sedimentare*. Zone cu depozite sedimentare care nu au cunoscut fenomene de orogeneză și se află în afara ivirilor de rocă cristalină ale scuturilor sau în afara munților și dealurilor sistemului alpin sau ale altor sisteme orogenice mai vechi. Aceste zone de roci sedimentare formează învelișuri continue deasupra structurilor subiacente.

V. *Arii vulcanice izolate*. Zone cu vulcani activi sau stinși și cu trăsături vulcanice asociate, dispuse în afara sistemului alpin sau a altor sisteme muntoase mai vechi și în afara ariilor fracturate ale scuturilor.

Figura 23.13 prezintă răspîndirea celor șapte regiuni structurale, ca și a principalelor aliniamente ale grabenelor și faliilor oceanice, ale conexiunilor axiale submarine ale sistemului alpin și a regiunilor de platformă continentală.

Regiunile morfologice

Cele șase clase morfologice reprezentate prin literele, *C*, *D*, *P*, *M*, *Mi* și D_p, se definesc după cum urmează (echivalenții metrici sînt aproximativi):

C. *Cîmpii*. Suprafețe cu denivelări sub 100 m. Pe latura dinspre mare suprafața se înclină lin. Cîmpiile ce se înalță continuu spre interior pot atinge altitudini de cîmpii înalte, peste 600 m.

D. *Dealuri și podișuri joase*. Zonele de dealuri au relief local de peste 100 m, dar sub 600 m. Pe

* Richard E. Murphy, 1967, *A Spatial Classification of Landforms Based in Both Genetic and Empirical Factors — A Revision*, Annals, Association of American Geographers, 57 (1), pp. 185—186. Materialul din lucrare este citat aici cu permisiunea autorului.

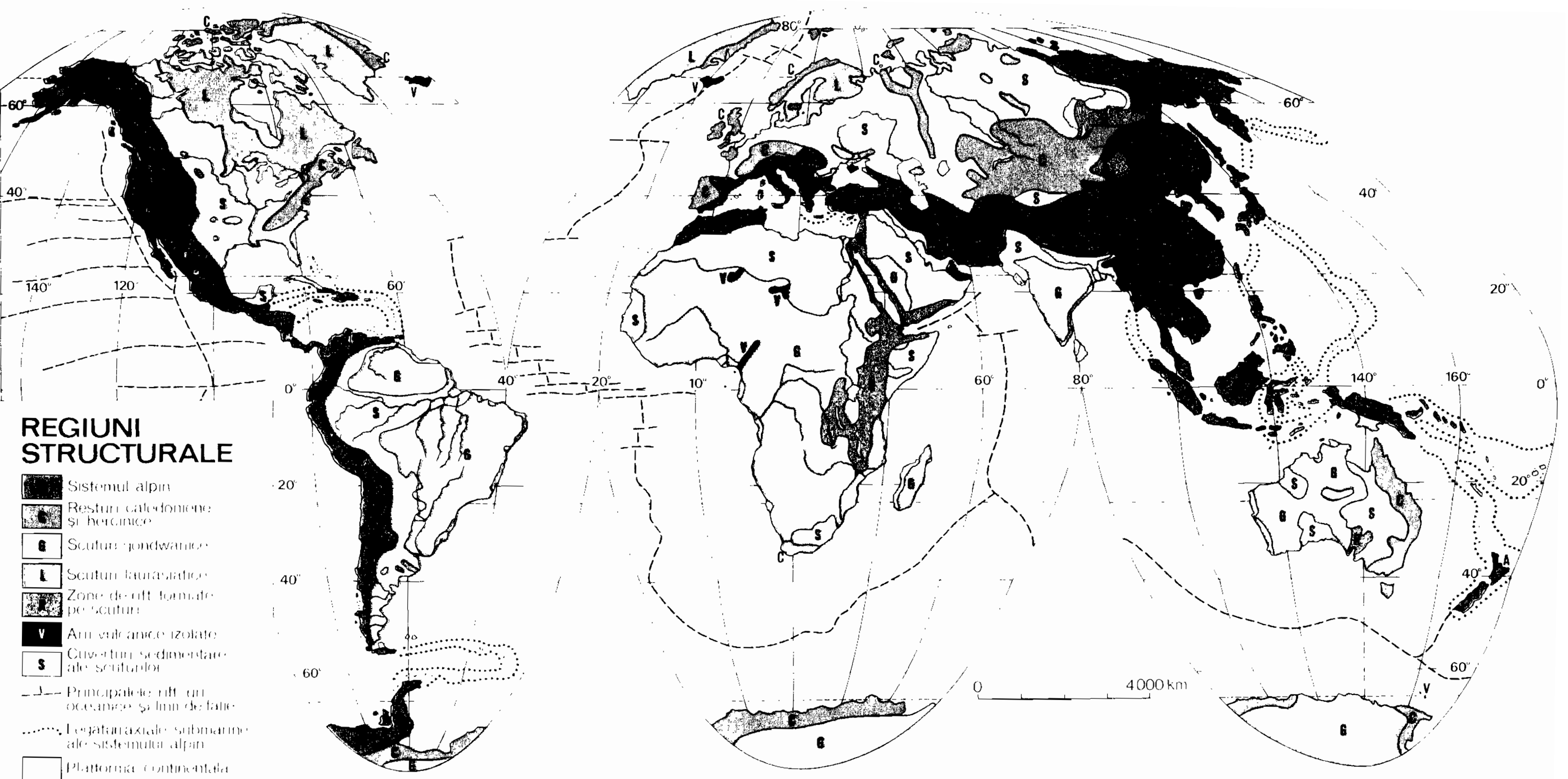


Fig. 23.13 Regiunile structurale ale globului (după R. E. Murphy, 1968, « Annals A. A. G. Map Supplement », Nr. 9. Harta Goode, Copyright Universitatea Chicago).

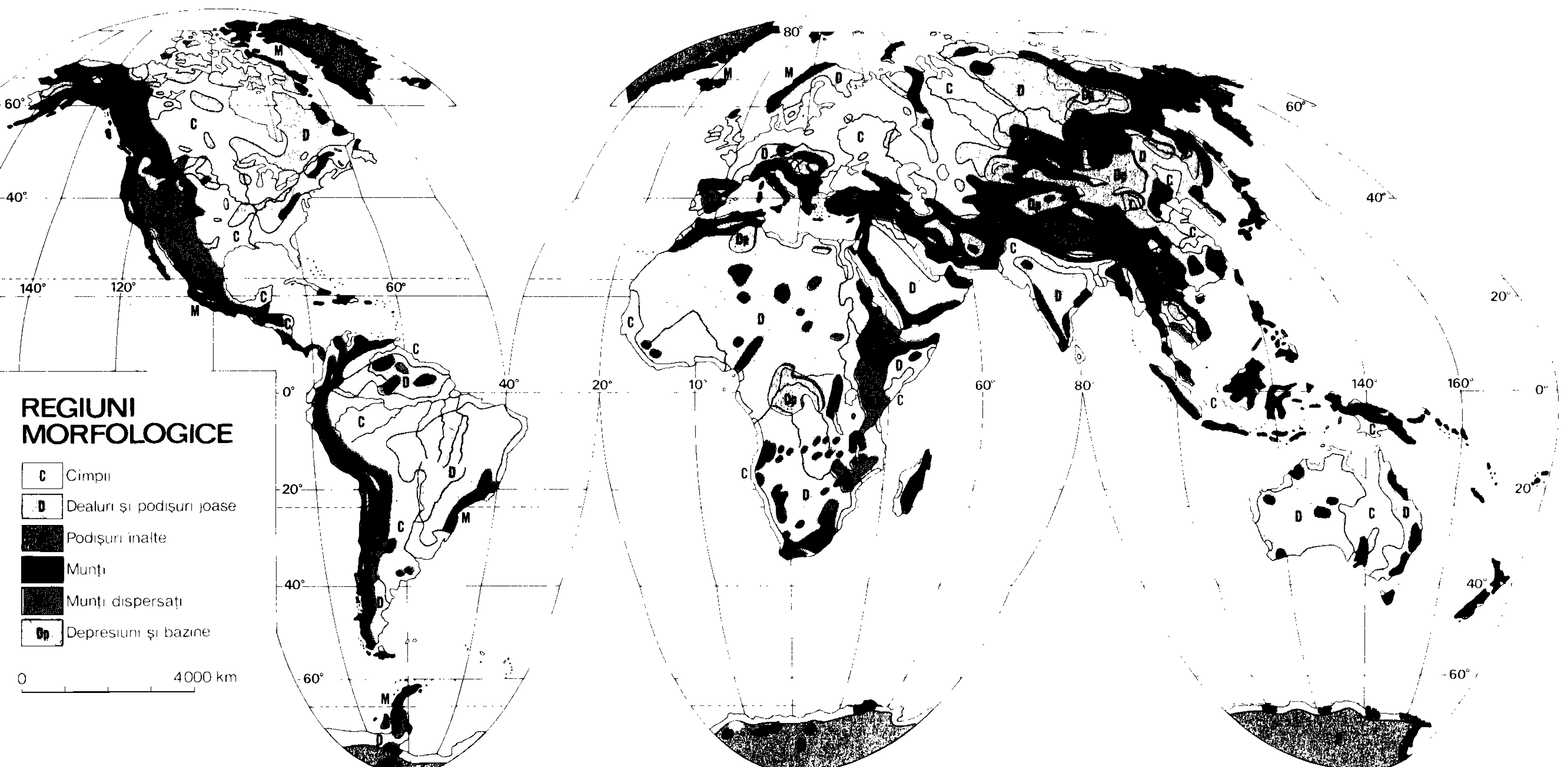


Fig. 23.14 Regiunile morfologice ale globului (după R. E. Murphy, 1968 «Annals A.A.G., Map Supplement», Nr. 9, Harta Goode, Copyright Universitatea Chicago).

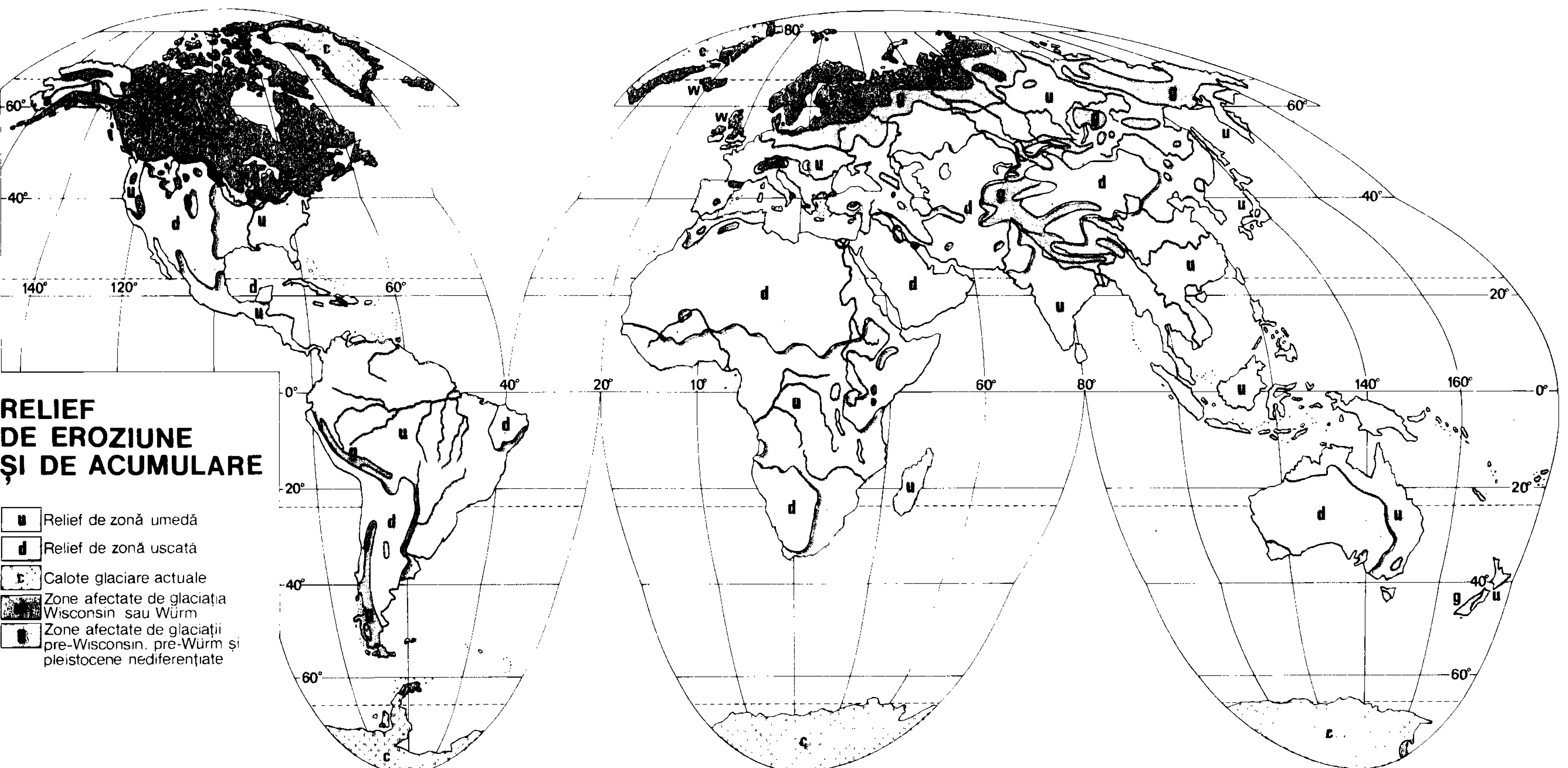


Fig. 23.15 Răspîndirea pe glob a reliefului de eroziune și a celui de acumulare (după R. E. Murphy, 1968, « Annals A.A.G., Map Supplement », Nr. 9, Harta Goode, Copyright Universitatea Chicago).

țărmul oceanului, totuși, relieful local poate fi de numai 60 m. Un podiș jos este o zonă sub 1 500 m altitudine, cu denivelări sub 100 m, dar podiș care (spre deosebire de cîmpii) nu ajunge pînă la mare sau, dacă totuși ajunge, se termină printr-un povîrniș înalt de cel puțin 60 m.

P. *Podișuri înalte.* Regiuni cu înălțimi de peste 1 500 m, cu denivelări sub 300 m, afară de punctele unde apar canioane larg spațiate.

M. *Munți.* Zone cu pante puternic înclinate și denivelări de peste 600 m.

Mi. *Munți izolați (dispersați).* Munți discontinui, izolați, despărțiți prin zone cu denivelări sub 150 m.

Dp. *Depresiuni.* Bazine înconjurate de munți, dealuri sau podișuri care le delimitează abrupt.

Figura 23.14 înfățișează răspîndirea celor șase regiuni morfologice.

Relief de eroziune și de acumulare

Tipul de procese geomorfologice care acționează în prezent, sau au acționat relativ recent din punct de vedere geologic, dînd peisajului forma lui actuală, permite stabilirea a cinci clase de regiuni, desemnate prin literele *u*, *d*, *g*, *w* și *c* și definite după cum urmează:

u. *Regiuni umede.* În care configurația apelor curgătoare permanente are densitatea de cel puțin un rîu la fiecare 16 km distanță transversală și care nu au fost supuse glaciațiunii pleistocene.

d. *Regiuni uscate sau deșertice.* În care densitatea apelor curgătoare este mai mică de un rîu la 16 km și care n-au fost supuse glaciațiunii pleistocene. Sînt cuprinse aici și unele regiuni de carst și zone aride.

g. *Suprafețe acoperite de ghețari.* Regiuni acoperite de ghețari pleistoceni, dar anterior glaciațiilor Wisconsin și Würm. Simbolul g desemnează și regiunile cu glaciațiuni nediferențiate.

w. *Extensiunea glaciației Wisconsin sau Würm.* Zone acoperite de ghețari în timpul glaciațiilor Wisconsin sau Würm, sau după acestea, dar libere în prezent.

c. *Calote glaciare.* Regiuni acoperite de ghețari de calotă în prezent.

În figura 23.15 este înfățișată răspîndirea celor cinci clase de relief de eroziune și de acumulare.

Clase de relief combinate

În cadrul sistemului Murphy cele trei categorii de clasificare se suprapun, realizîndu-se astfel o hartă completă a formelor reliefului terestru (planșa 5). Pentru a indica o anumită regiune în sistemul complet, se dau în succesiune literele de cod ale fiecărei categorii. De pildă, podișul Colorado este desemnat prin simbolul ATd, ceea ce îl definește ca un podiș înalt de peste 1 500 m, închis în sistemul alpin și caracterizat printr-un relief format în condiții mai mult aride decît umede. Bazinul Congo este desemnat prin simbolul GDh care indică o depresiune în scutul Gondwanei, supusă proceselor geomorfologice specifice unui climat umed. Zona centrală a Poloniei este desemnată prin literele SPg, adică o cîmpie sedimentară care a suferit efectele glaciației în pleistocen.

Ca și în cazul climei, solurilor și vegetației naturale, clasificările reliefului sînt greu de transpus pe o hartă a lumii, din cauza lipsei de date suficiente. Pe mari întinderi continentale informațiile despre geologia rocii din substrat și morfologia suprafeței uscatului au un caracter general și nu sînt absolut certe, deoarece cercetările de teren se află încă în stadiul de recunoaștere. În consecință, harta trebuie modificată pe măsură ce apar noi date, mai amănunțite și cu grad mai mare de precizie. În lumina acestor noi informații pot deveni necesare și unele schimbări minore în privința categoriilor și a definirii lor. Totuși, harta existentă (planșa 5) cuprinde o mare cantitate de cunoștințe geologice și topografice ferm stabilite și organizate într-un sistem logic și util de clasificare*.

* In planşa 5 (horstexst) au fost păstrate simbolurile (literele) din codul original al lui Murphy. — *N. red. Rom.*

Capitolul 24
Modelarea versanților

TERMENUL DE VERSANT, ÎN SENSUL care i se atribuie în geomorfologie, desemnează un mic element sau o zonă a suprafeței terestre înclinată față de orizontală. Vorbim astfel despre „versanții munților“, „versanții dealurilor“ sau „versanții văilor“, cu referire la suprafețele înclinate cuprinse între culmi și fundul văilor. Aceste forme de relief asigură scurgerea apei sub influența gravitației, în cadrul unor sisteme de drenaj ce converg spre albiile apelor curgătoare; acestea, la rîndul lor, duc apa și fragmentele de rocă spre oceane, pentru a completa ciclul natural al apei. Natura a înzestrat atît de bine suprafața uscatului cu versanți, încît suprafețele perfect verticale sau perfect orizontale sînt extrem de rare. Menționăm că metodele de reprezentare a reliefului pe hărți — prin hașuri, curbe de nivel sau umbre — nu pot reconstitui un peisaj compus integral din planuri orizontale și verticale (de pildă, un joc de cuburi pe o masă).

În capitolul de față ne vom ocupa de procesul de modelare a versanților sub influența dominantă a apei, care acționează sub imperiul gravitației. Vom insista asupra acelor procese lente prin care roca din substrat se transformă într-o scoarță de alterare. Materialul rezultat se deplasează în sensul pantei, ajunge în albia rîurilor care îl transportă în regiuni din ce în ce mai joase și mai îndepărtate. Și ghețarii, vînturile sau valurile contribuie la modelarea versanților, dar despre acțiunea lor vom face referiri în capitolele ce urmează.

Meteorizația și deplasările în masă

Meteorizația (weathering) este acțiunea combinată a tuturor proceselor prin care roca este descompusă sau dezagregată în urma expunerii ei condițiilor subaeriene. Prin meteorizație rocile dure și masive se transformă de obicei în scoarța de alterare fin fragmentată. Fenomenul este adesea definit ca pregătirea materialului parental pentru a fi transportat de agenții exogeni — ape curgătoare, ghețari, valuri și vînt. Întrucît gravitația își exercită forța asupra întregii materii, atît roca din substrat, cît și produsele de meteorizație tind să se deplaseze, să se rostogolească sau să curgă pe versanți într-o mare varietate de mișcări denumite *deplasări în masă (mass wasting)*.

Procesele de meteorizație pot fi împărțite în două mari grupe: procese *fizice (mecanice)*

și procese *chimice*. Deși aceste procese sînt foarte complexe și acționează combinat, fiind greu de despărțit în concepte simple, vom încerca să identificăm cele mai importante schimbări individuale și să arătăm ce forme de relief sau aspecte ale rocii și solului sînt generate de fiecare dintre ele.

Geometria dezagregării rocilor

Înainte de a studia procesele de meteorizație este util să explicăm patru termeni referitori la modul geometric de fărîmițare a rocii din substrat. Făcînd aceasta, nu avem în vedere forțele ce acționează, ci doar aspectul exterior al fragmentelor de rocă. Rocile alcătuite din grăunți minerali relativ grosieri (rocile intruzive cu textură granitoidă și rocile sedimentare clastice grosiere), de regulă, se descompun în grăunți, procesul fiind denumit *dezagregare granulară* (fig. 24.1). Rezultă pietriș sau nisip, în care fiecare grăunte constă dintr-o singură particulă minerală, separată de celelalte după limitele originare ale cristalelor sau grăunților. *Exfolierea (exfoliation)* este procesul fizic în urma căruia se formează învelișuri de rocă cu suprafața curbă (lamele concentrice) care se desprind succesiv de masa originară, dezgolind astfel corpuri sferoidale din ce în ce mai mici (fig. 24.14). Acest proces se mai numește și *descuamare (spalling)*.

Dacă roca prezintă o fisurație pronunțată, datorită presiunii mișcărilor orogenice sau contracției suferite în timpul răcirii magmei, forma obișnuită de sfărîmare este *desfacerea pe fisurile prexistente (joint-block separation)* (fig. 24.1). Evident, asemenea blocuri pot fi separate prin acțiunea unor forțe relativ slabe, pe cînd formarea de noi fisurări în roca solidă ar necesita acțiunea unor forțe puternice. În rocile sedimentare planurile de stratificație cuprind o serie de suprafețe labile dispuse în unghiuri drepte față de fisuri. Figurile 24.2 și 24.11 înfățișează blocuri fisurate în curs de dezagregare sub influența meteorizației. Desigur, este foarte posibil ca un asemenea bloc să se descompună ulterior prin dezagregarea granulară sau prin descuamare.

Sfărîmarea (shattering) presupune dezagregarea rocii dure, masive, pe noi suprafețe de rupere, dînd naștere unor fragmente unghiulare, cu colțuri și muchii ascuțite (fig. 24.1). Suprafața de sfărîmare poate trece printre cristale sau granule, sau de-a dreptul prin

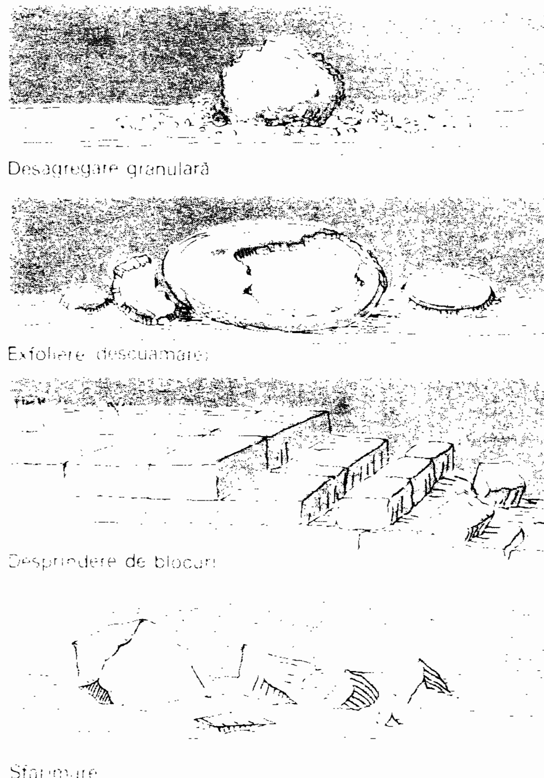


Fig. 24.1 Diferite tipuri de dezagregare.

Fig. 24.2 Abrupt în gresie de Trinidad, prezentind o fisurare pronunțată în două serii de planuri verticale, Colfax (statul New Mexico) (foto J. R. Stacy, *U.S. Geological Survey*).





Fig. 24.3 Mare de blocuri pe vîrful Medicine Bow, Snowy Range (statul Wyoming, S.U.A.), la 3 650 m înălțime. Roca este un cuarțit (foto A. N. Strahler).

ele. Figura 24.3 înfățișează blocuri fisurate, dintre care multe au suferit o fragmentare în bucăți mai mici.

În diverse roci cu structuri caracteristice vom întîlni și alte forme, mai puțin răspîndite, de dezagregare. Astfel ardezia tinde să se despice de-a lungul planurilor de clivaj, iar șisturile se desfac pe suprafețele de foliație.

Procese și forme de meteorizație fizică

Prin procesele fizice (mecanice) de meteorizație iau naștere, din roca masivă, particule fine, în urma intervenției unor forțe suficiente pentru a desface roca, fără să-i schimbe compoziția chimică. În regiunile reci, unul dintre cele mai importante procese fizice de meteorizație are loc datorită formării și topirii alternative a cristalelor de gheață în spațiile poroase și în fisurile solului și rocii. Cînd apa din fisuri îngheață, se formează cristale de gheață aciculare de-a curmezișul orificiilor. Crescînd, aceste cristale exercită o presiune foarte mare asupra pereților, astfel că pot fi cu ușurință separate blocurile fisurate. Chiar rocile masive pot fi sfărîmate prin dezvoltarea cristalelor de gheață formate din apa pătrunsă anterior în rocă. Cînd apa din sol îngheață, ea tinde să formeze strate de gheață paralele cu suprafața topografică, *umflînd* solul în sus în mod neuniform.

Înghețarea apei afectează puternic solul și roca în toate regiunile situate la latitudini medii și superioare, cu anotimp de iarnă, dar efectele ei cele mai importante se manifestă în zonele muntoase înalte, deasupra limitei pădurilor. Aici separarea și sfărîmarea blocurilor fisurate pot crea mari întinderi de teren presărate cu blocuri unghiulare (fig. 24.3). O asemenea întindere se numește *mare* sau *cîmp de blocuri (felsenmeer, rock sea)* sau *mare* sau *cîmp de bolovani (boulder field)*. La mari altitudini, acolo unde există abrupturi puternice cu roca la zi, de pe fața lor cad fragmente care alcătuiesc grămezi conice de blocuri, denumite *conuri de grohotiș (talus cones)* (fig. 24.4).

Strîns înrudit cu creșterea cristalelor de gheață este procesul de dezagregare a rocii prin creșterea cristalelor de sare. Acest proces acționează intens în zonele cu climat arid și duce la formarea a numeroase nișe, peșteri puțin adînci, arcuri de rocă și scobituri în formațiunile gresoase. În timpul lungilor perioade de secetă, apa subterană este atrasă la suprafața rocii prin acțiunea forței capilare. Evaporîndu-se în porțiunea superioară poroasă a gresiei, apa lasă în urmă minuscule cristale de sare. Forța de creștere a acestor cristale poate provoca dezagregarea gresiei, ce se transformă în nisip, îndepărtat apoi de vînt și ploaie. Mai puternic afectate sînt zonele de rocă situate la baza abrupturilor, căci aici apa subterană tinde să se infiltreze spre exterior, infiltrarea ei în adîncime fiind probabil împiedicată de stratele impermeabile subiacente (fig. 24.5). În sud-vestul Statelor Unite, multe nișe adînci, formate astfel, erau locuite de indieni, ale căror așezări căpătau astfel protecție, atît împotriva elementelor naturii cît și împotriva atacurilor armate (fig. 24.6).

Un alt proces important, dar desconsiderat, de meteorizație fizică este continua gonflare și contracție a solurilor, pe măsură ce particulele fine de praf și argilă absorb sau cedează apa în perioadele alternative de ploaie și secetă. Contracția dă naștere unor fisuri în sol în perioadele aride, datorită cărui fapt infiltrarea apei de ploaie este mult mai rapidă la începutul sezonului ploios. În rocile sedimentare bogate în argilă (de exemplu, șisturile argiloase), gonflarea provoacă adesea o *sfărîmare spontană (slaking)*, șisturile expuse la aer sfărîmîndu-se în fragmente mici.

Majoritatea compușilor cristalini, cum sînt mineralele din roci, tind să se dilate la

încălzire și să se contracte la răcire. Dacă suprafața rocii este expusă ziua căldurii solare intense, iar noaptea frigului, dilatarea și contracția exercită o forță puternică asupra rocii. Într-o perioadă mai lungă (cu zeci de mii de asemenea alternări diurne), chiar și în cele mai dure roci pot apărea fisuri. Ca rezultat apar strate de descuamare, sau pur și simplu roca se desface în granulele ei componente. Nu s-a apreciat încă pe deplin rolul încălzirii și răcirii alternative asupra dezagregării rocilor, dar aceste procese reprezintă desigur o formă principală de meteorizație fizică. Incendiile pădurilor și tufărișurilor provoacă în cîteva minute ridicarea temperaturii suprafeței rocilor la valori foarte mari, ceea ce are ca rezultat masive descuamări, la care contribuie probabil și formarea de vapori din apa absorbită anterior de roci.

Un proces curios și larg răspîndit, legat de meteorizația fizică, este cel care rezultă din scăderea presiunii ambiante, pe măsură ce roca ajunge mai aproape de suprafață, datorită îndepărtării prin eroziune a orizonturilor superioare. Geologii consideră că roca formată la mari adîncimi de la suprafață (mai ales rocile eruptive și metamorfice) se află într-o stare de ușoară contracție datorită presiunilor uriașe exercitate în timpul deformărilor orogenetice ale scoarței. Ajungînd la suprafață, roca își mărește ușor volumul și, în cadrul acestui proces, pachete mari de strate se desprind de masa parentală. Noile suprafețe de separare constituie o formă de fisurație numită *structură în foi (sheeting structure)* și se observă bine la rocile masive (granit, marmură), deoarece într-o rocă cu numeroase fisuri acestea ar diminua efectul dilatării. Foile sau învelișurile de rocă desprinse sînt, în general, paralele cu suprafața topografică și, ca atare, tind să se încline. Relieful granitic litoral prezintă asemenea învelișuri care înclină spre mare în toate punctele de pe țărm. Structura în foi apare mai evidentă în cariere, unde prezența ei ușurează mult exploatarea pietrei (fig. 24.7).

Dacă structura în foi apare pe creștetul unui masiv de rocă rezultatul este un *dom de exfoliere (exfoliation dome)* (fig. 24.8 și 24.9). Domurile se numără printre cele mai impunătoare forme de relief generate în principal de fenomenul de meteorizație. În regiunea văii Yosemite din statul California, unde există domuri spectaculoase de acest fel, stratele omogene de rocă pot atinge grosimi de la 6



Fig. 24.4 Conuri de grohotiș formate la baza peretelui de la obîrșia unui circ glaciar supus gelifracției. Moraine Lake — sectorul canadian al Munților Stîncoși (foto Ray Atkeson).

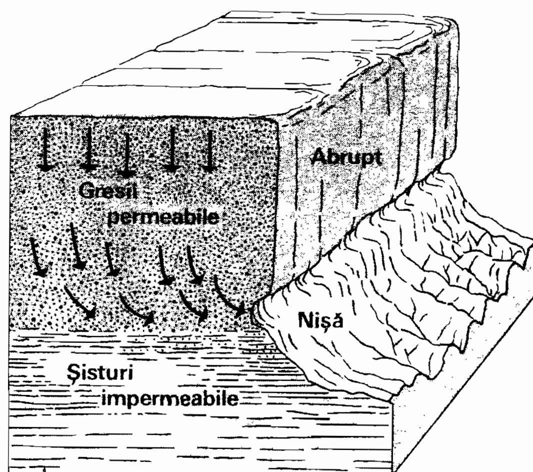


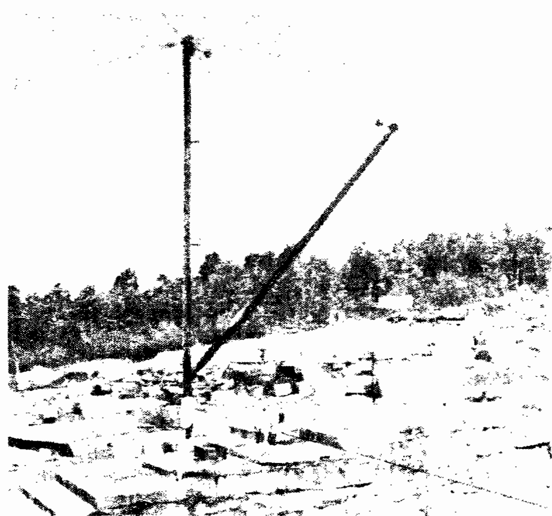
Fig. 24.5 Infiltrarea apei la baza unui abrupt duce la subminarea acestuia prin eroziune și la apariția unor nișe.



Fig. 24.6 Ruinele White House se află într-o firidă adîncă în peretele de gresie al canionului Chelly din statul Arizona, S.U.A. (foto Ray Atkeson).

pînă la 15 m. Există și alte domuri masive, cu versanți netezi, dar fără asemenea învelișuri, însă acestea nu sînt domuri de exfoliere; ele s-au format prin dezagregarea granulară a unui masiv de rocă intruzivă dură, cu textură grosieră și nefisurată. Exemple în acest sens sînt Căpățina de zahăr *(Sugar Loaf)* de la Rio de Janeiro și Stone Mountain din statul Georgia (fig. 27.4), care se înalță proeminent deasupra zonelor înconjurătoare, alcătuite din roci mai puțin consistente.

Fig. 24.7 Desfacerea în foi a granitului – o formă de descuamare pe scară mare – ușurează exploatarea acestei roci (foto *Compania Rock of Ages*, Baree, statul Vermont).



Ultimul loc pe lista proceselor de meteorizație fizică revine rădăcinilor plantelor – care prin rolul de pană ce-l joacă trebuie luate în considerare ca putînd provoca desfacerea blocurilor fisurate. Am văzut probabil cu toții copaci ale căror rădăcini (uneori și partea inferioară a trunchiului) sînt adînc înfipte între două mari blocuri de rocă masivă. Există aici posibilitatea ca arborele să fi fost efectiv capabil să mărească fisura dintre blocuri. Oricum, este sigur că dezvoltarea micilor radicule în fisuri joacă un rol însemnat în desprinderea a nenumărate granule de rocă, mai ales dacă roca a fost deja slăbită prin alterare sau fisurată puternic prin acțiunea înghețului.

Procese și forme de meteorizație chimică

Meteorizația chimică presupune schimbări în proprietățile chimice ale mineralelor din roci, schimbări în urma cărora apar noi minerale mai bine adaptate pentru a rezista la temperaturile și la presiunile relativ joase de la suprafața uscatului. Asemenea schimbări implică adăugarea de oxigen și apă – substanțe ce se găsesc din abundență atît în sol cît și în roca din substrat. O a doua grupă de schimbări o constituie reacția acizilor naturali din soluția solului cu mineralele din roci; în urma acestei reacții se formează săruri care sînt ușor îndepărtate prin intermediul apei subterane în mișcare. În al treilea rînd, anumite săruri din categoria *evaporitelor* (cap. 22), aflate în rocile sedimentare, se dizolvă ușor fără să-și schimbe compoziția chimică și sînt îndepărtate de apa subterană. Vom discuta acum mai pe larg primele două categorii de procese chimice.

Apa intră frecvent în reacție chimică cu multe minerale din roci în cadrul unei reacții chimice numită *hidroliză*. Rocile eruptive sînt deosebit de sensibile la acest proces. Feldspatul potasic se transformă de regulă într-un mineral argilos, *caolin*. Dacă acest lucru se întîmplă într-un granit, în care feldspatul potasic este o componentă importantă, granitul se va dezagrega. Caolinul este un mineral moale, care tinde să se umfle și astfel să separe granulele. În mod asemănător, hornblenda și biotitul se

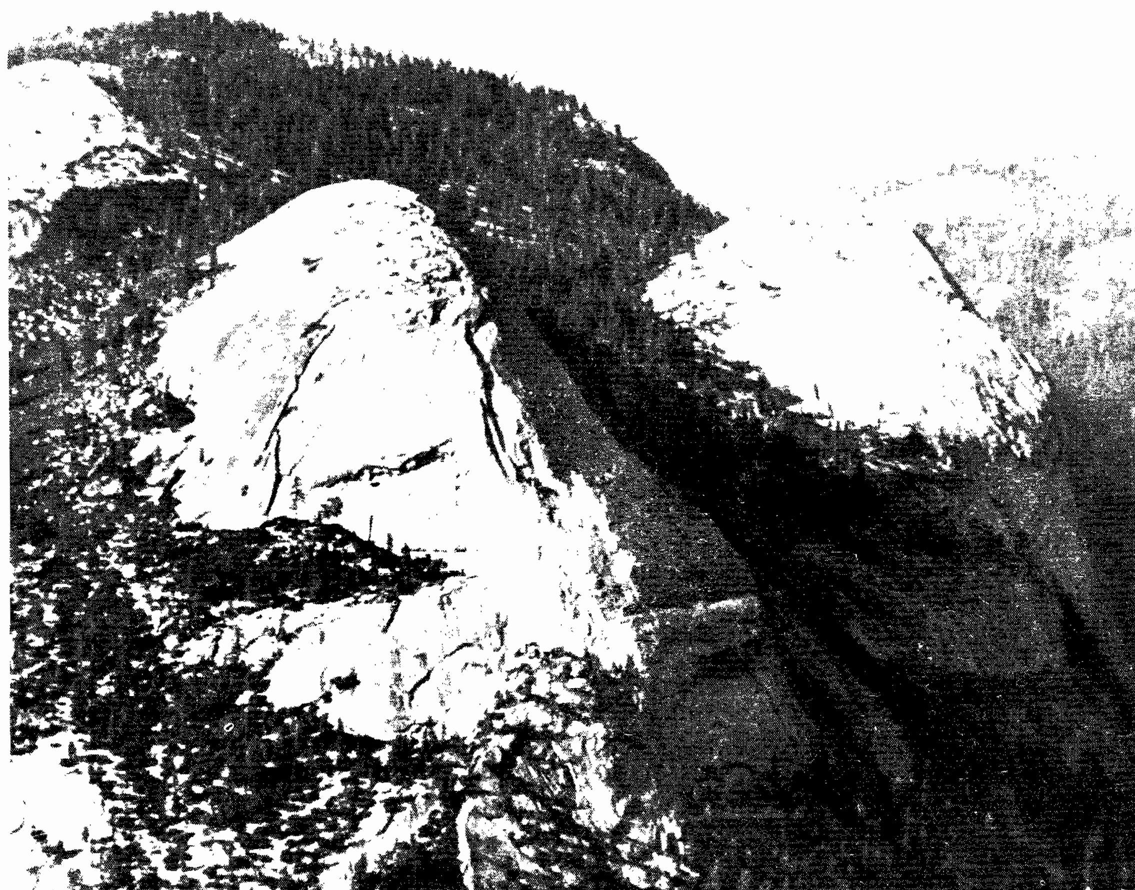
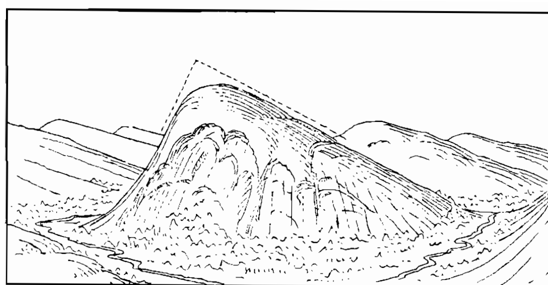


Fig. 24.8 North Dome și Basket Dome din Parcul național Yosemite (statul California) sînt domuri de exfoliere dezvoltate la partea superioară a unor mase enorme de rocă magmatică (foto Douglas Johnson).

înmoaie și se descompun, provocînd dezagregarea rocilor bazice (gabbro sau bazalt). Prin hidroliza feldspaților plagioclazi și a mineralelor feromagneziene se formează două minerale argiloase comune — *illitul* și *montmorillonitul* (fig. 22.12). Fierul eliberat prin descompunerea mineralelor feromagneziene se combină cu oxigenul și apa, formînd *limonit* — un mineral gălbui, moale, care contribuie din plin la coloritul roșcat al suprafețelor de rocă.

Hidroliza granitului, însoțită de dezagregarea granulară și o anumită proporție de descuamare în solzi subțiri, produce multe forme interesante de blocuri și stînci prin rotunjirea blocurilor colțuroase (fig. 24.10—24.13). Aceste forme sînt evidente mai ales în regiunile aride, datorită absenței unui înveliș gros de sol și a vegetației. În majoritatea deșerturilor, cu timpul, se poate aduna suficientă umezeală pentru acțiunea hidrolizei. În rocile eruptive bazice cu granulație fină (de exemplu bazalt), hidroliza duce, de regulă, la un tip de descuamare în solzi mici, numit *meteorizație sferoidală (spheroidal weathering)* (fig. 24.14).

În regiunile cu climă caldă și umedă, hidroliza rocilor susceptibile să fie afectate continuă sub nivelul solului, putînd provoca descompunerea și la mari adîncimi (30—90 m) a rocilor eruptive și metamorfice. Geologii care au studiat prima dată acest fenomen în regiunea sudică a munților Appalași au numit stratul descompus *saprolit*. Pentru ingineri, asemenea cazuri de meteorizație în profunzime sînt foarte importante cînd se are în vedere construcția de șosele, baraje și alte construcții masive. Oricît de





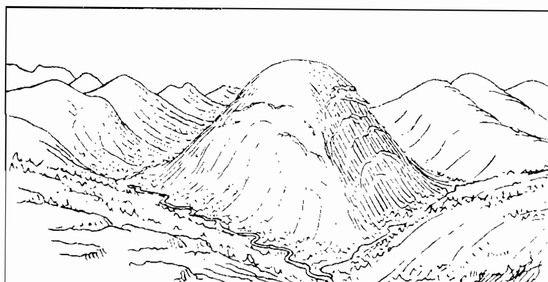


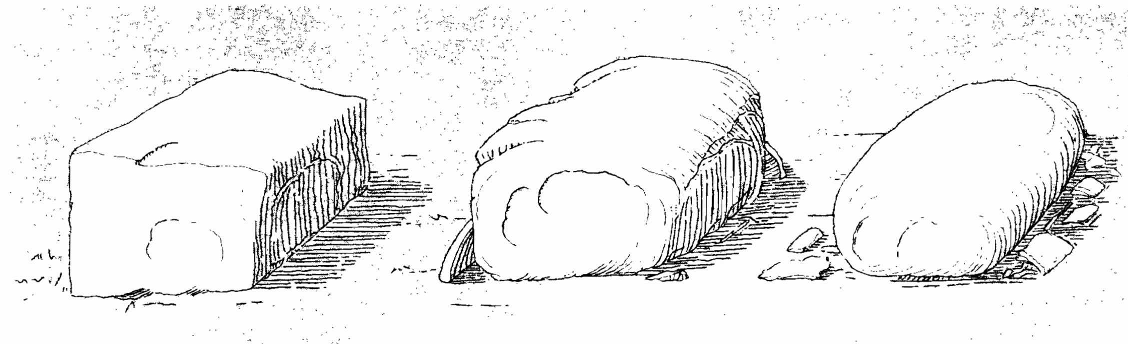
Fig. 24.9 Domurile de exfoliere au diferite forme (desen de E. Raisz).

avantajoasă ar fi duritatea mică a saprolitului, permițînd îndepărtarea lui cu excavatoarele și fără explozii numeroase, există o primejdie reală în incapacitatea acestui material de a suporta greutăți mari, ca și în plasticitatea nedorită pe care i-o conferă conținutul ridicat de minerale argiloase.

Dintre reacțiile acide care afectează mineralele din roci, cea mai importantă este, probabil, reacția provocată de *acidul carbonic* — un acid slab, format prin dizolvarea bioxidului de carbon atmosferic în apa din sol și în apa subterană. Deosebit de sensibil la această reacție este calcarul, format din calcit (carbonat de calciu). Prin acțiunea acidului carbonic asupra calcarului, se formează un compus (bicarbonat de calciu), care este ușor îndepărtat de apa rîurilor sau de apa subterană. Întrucît calcarul este o rocă foarte răspîndită, acest proces joacă un mare rol în dezvoltarea reliefului. Suprafețele calcaroase prezintă de obicei goluri și brazde adînci (fig. 24.15). Și mai importantă apare în cadrul acestui fenomen, îndepărtarea din subteran a unor mari cantități de rocă, urmată de formarea unor sisteme de peșteri în care dispar apele superficiale. Formele de relief asociate cu dezvoltarea peșterilor vor fi tratate în capitolul 32.

Specialiștii care au studiat acțiunea acidului carbonic apreciază că în regiunile cu climă umedă — de pildă, în partea de est a Statelor Unite — suprafața unei regiuni calcaroase poate coborî în medie cu 0,3 m la 10 000 ani, exclusiv datorită acestui proces. Din cauza sensibilității lor la reacția cu acidul carbonic, calcarele din zonele cu climă umedă au fost erodate, formîndu-se astfel văi ce contrastează cu crestele și regiunile înalte înconjurătoare, alcătuite din alte tipuri de rocă. În climele aride, totuși,

Fig. 24.10 Prin meteorizație blocurile colțuroase capătă contururi rotunjite (desen de E. Raisz).



calcarul rezistă foarte bine la meteorizație, rămînînd sub forma unor creste sau podișuri de eroziune *(mesa)* proeminente.

În solurile bogate în materie vegetală descompusă, soluția solului conține numeroși acizi organici, care reacționează cu suprafețele mineralelor, producînd meteorizație chimică. Sărurile rezultate din aceste reacții sînt transportate descendent prin sol, ajungînd în apa subterană și apoi în rîuri.

Procesele fizice și chimice de meteorizație prezentate mai sus acționează pretutindeni, dar produc puține forme distincte de relief sau activități spectaculoase care să atragă atenția unui profan. Totuși, aceste procese au o importanță uriașă în modelarea versanților prin faptul că ele pregătesc roca din substrat pentru formarea solului și pentru îndepărtarea ei prin eroziune sub influența agenților care sculptează relieful. Fără procesele de meteorizație, vegetația n-ar fi atins dezvoltarea sa actuală, iar marile blocuri continentale ar fi pierdut mai puțin din înălțime prin acțiunea agenților externi.

Deplasări în masă

Pretutindeni pe suprafața Pămîntului acționează forța de gravitație. Roca din substrat este de obicei dură și bine fixată, astfel încît nu-și schimbă locul, dar în momentul în care un versant muntos devine prea abrupt prin îndepărtarea rocii de la bază, masele de rocă încep să se desprindă și cad sau alunecă în noi poziții de repaus. Dacă fenomenul afectează cantități masive de rocă, avem de-a face cu un cataclism care poate provoca pierderi de vieți omenești și de bunuri materiale. Mai puțin bine fixate, solul și scoarța de alterare sînt mult mai sensibile la mișcările gravitaționale. Există numeroase dovezi că pe majoritatea versanților se desfășoară permanent o anumită deplasare a materialului spre bază. Această mișcare este adesea imperceptibilă, dar sînt situații cînd în cadrul scoarței de alterare se înregistrează o mișcare de alunecare sau curgere rapidă pe pantă. Luate împreună, diversele tipuri de mișcări care au loc pe versanți sub acțiunea gravitației — mișcări pe care le-am denumit *deplasări în masă* (*mass wasting*) — alcătuiesc un proces complex care contribuie la modelarea versanților în cadrul acțiunii generale de denudație a reliefului. Descriem în continuare cîteva mișcări mai comune de acest fel și formele de relief rezultate.



Fig. 24.11 Blocuri de granit cu contur ovoidal rezultate prin dezagregare granulară de-a lungul fisurilor, într-o zonă cu climă semiaridă, lîngă Prescott (statul Arizona, S.U.A.) (foto A. N. Strahler).



Fig. 24.12 Blocuri granitice într-o zonă de deșert din apropierea munților Rand (statul California, S.U.A.), rezultate în urma dezagregării arenacee (după W. M. Davis).

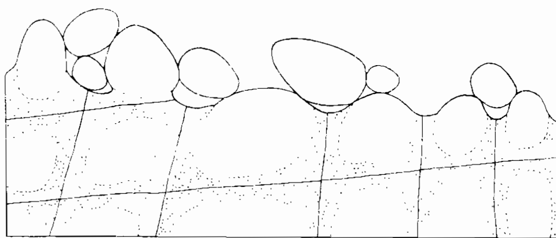


Fig. 24.13 Stadii în formarea blocurilor cu contur ovoidal dintr-un pachet de roci cu fisurare rectangulară (după W. M. Davis).



Fig. 24.14 Prin meteorizaţie sferoidală a unei roci bazaltice au luat naştere numeroase învelişuri concentrice subţiri. Zona barajului Lucchetti, Puerto Rico (foto C. A. Kaye, *U.S. Geological Survey*).

Fig. 24.15 Lapiezuri pe calcare, la vest de Las Vegas (statul Nevada, S.U.A). Scara este indicată de briceagul din centru (foto John S. Shelton).



Creep

Pe versanţii moderat înclinaţi şi acoperiţi cu o pătură de sol are loc, aproape pretutindeni, o deplasare foarte lentă către partea inferioară a acestora a particulelor ce alcătuiesc solul şi scoarţa de alterare, fenomen numit *creep*. Figura 24.16 prezintă cîteva din probele ce vădesc existenţa acestui proces. Blocuri fisurate de o constituţie petrografică diferită se găsesc deplasate mult în josul pantei, departe de locul de unde s-au desprins. În cazul rocilor stratificate (şisturi argiloase sau ardezii), marginile stratelor par să se încovoaie în direcţia pantei. Nu este vorba de o îndoire plastică propriu-zisă, ci de rezultatul unei deplasări uşoare de-a lungul a numeroase fisuri mici (fig. 24.17). Stîlpii de susţinere a gardurilor, stîlpii de telegraf se apleacă în direcţia pantei sau chiar ies apreciabil din aliniere. Zidurile protectoare ale şoselelor se apleacă şi se rup sub presiunea materialului ce se deplasează pe versant.

Care este cauza acestor deplasări? Încălzirea şi răcirea solului, presiunea exercitată de acele de gheaţă, uscarea şi umezirea alternativă a solului, activitatea animalelor (bătătorirea solului, săparea de galerii) şi mişcările seismice sînt tot atîtea cauze de perturbare a echilibrului solului. Întrucît gravitaţia se exercită pretutindeni, particulele sînt atrase continuu în josul pantei.

Creep-ul afectează şi masele de rocă cuprinse în sol sau situate pe rocă în loc dezgolit. Blocuri enorme care au alunecat treptat pe versantul unui munte se pot acumula la poalele acestuia, formînd un cîmp de blocuri: unele dintre acestea pot atinge dimensiunile unei case. Creep-ul afectează de asemenea fragmentele de rocă dintr-un con de grohotiş, făcînd ca unghiul suprafeţei conului să se reducă treptat. În unii munţi din zona alpină şi arctică, deasupra limitei pădurilor, pînze de sfărîmături de roci care au luat naştere prin acţiunea îngheţului alunecă lent în văi, formînd limbi curioase, asemănătoare în multe privinţe gheţarilor. Acestea sînt *rîuri de blocuri* (*rock glaciers*) (fig. 24.18). Exemple caracteristice se întîlnesc în regiunea muntoasă a Alaskăi, unde un asemenea rîu de blocuri poate atinge 1,5–3 km lungime şi 0,4 km lăţime.

Pornituri umede

În regiunile cu climă umedă şi cu versanţi abrupţi, masele de sol, scoarţa de alterare

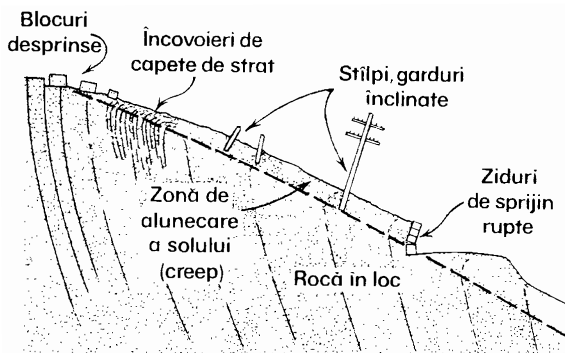


Fig. 24.16 Creep-ul este un proces de versant care constă din deplasarea lentă a particulelor de sol și a celor ce alcătuiesc scoarța de alterare supusă meteorizației (după C.F.S. Sharpe).



Fig. 24.17 În acest caz creep-ul a provocat îndoirea stratelor puternic redresate de gresie în sensul pantei (foto *Ward Natural Science Establishment*).

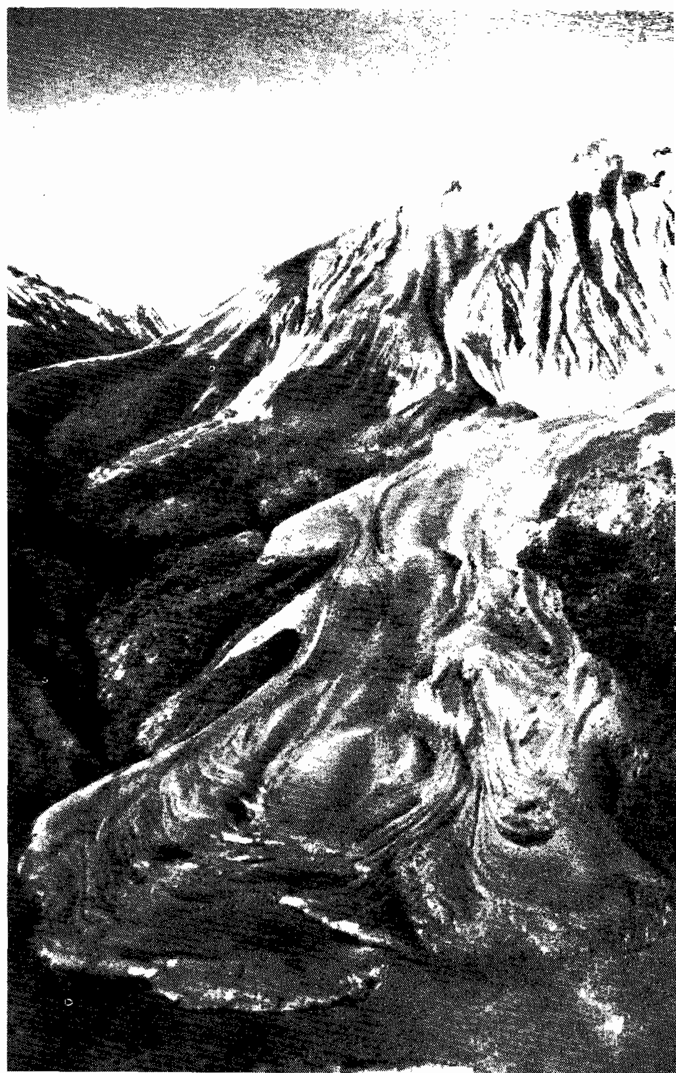
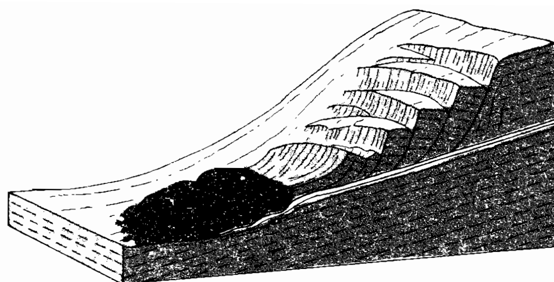


Fig. 24.18 Rîu de blocuri a cărui suprafață încrețită sugerează curgerile de lavă. Bazinul fluviului Copper (Alaska) (foto Bradford Washburn).

și roca din substrat, saturate cu apă, pot aluneca în jos pe perioade de cîteva ore sub forma unor *porniturі umede (earthflows)*. Figurile 24.19 și 24.20 prezintă acest fenomen, arătînd și cum se produce alunecarea; se observă terasele în formă de trepte mărginite de abrupturi arcuite și masa ce s-a format în partea inferioară a pantei cu încrețituri avînd convexitate în aval.

Pornituri umede de mică profunzime *(shallow earthflow)* afectînd numai solul și scoarța de alterare se produc adesea pe versanții înțeleniți, saturați cu apă în urma unor ploi abundente. O asemenea alunecare poate afecta cîțiva metri pătrați de teren sau o regiune de cîteva hectare. Dacă roca din substrat este bogată în argilă (șisturi argiloase sau roci eruptive profund alterate), alunecările afectează uneori milioane de tone de rocă aflată în loc, care încep să se deplaseze într-o curgere plastică asemănătoare unei uriașe mase de noroi gros. Curgerea de la Slumgullion, prezentată în figura 24.21, a fost inițial o rocă vulcanică profund alterată, situată sus pe un versant muntos. După începerea curgerii, masa a luat o formă de limbă și s-a extins zece kilometri în josul văii.

Un tip special de pornituri umede caracteristice regiunilor arctice îl formează *solifluxiunea (solifluction)*. La sfîrșitul primă-



verii și începutul verii, cînd dezghețul începe să se resimtă pe adîncimi de cîteva picioare, solul devine saturat cu apă, care nu se poate infiltra datorită masei subiacente de permafrost. Deplasîndu-se cu o viteză aproape imperceptibilă, acest sol saturat formează terase și lobi care dau versantului un aspect în trepte (fig. 24.22) (Vezi de asemenea fig. 17.4).

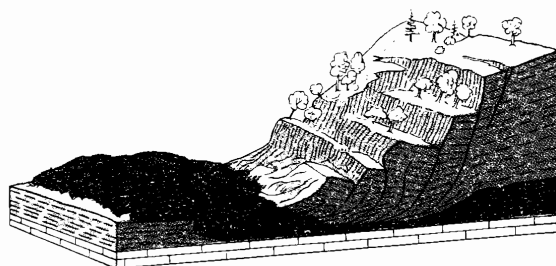


Fig. 24.19 Două tipuri de pornituri umede *(earthflows)* (după E. Raisz).

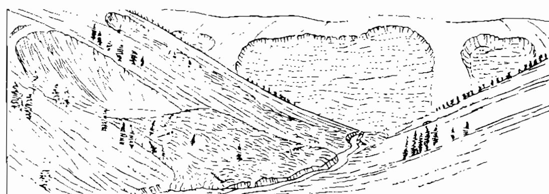


Fig. 24.20 Pornituri umede (*earthflows*) într-o regiune muntoasă (după W. M. Davis).

Fig. 24.21 Marea pornitură din regiunea Slumgullion, munții San Juan (statul Colorado), a provocat bararea cursului unui rîu și apariția lacului San Cristobal (foto C. W. Cross, *U. S. Geological Survey*).

Curgerile noroioase

Una dintre cele mai spectaculoase forme de deplasare în masă o constituie *curgerile noroioase (mudflows)* — torenți de noroi care se canalizează pe văi în regiunile muntoase (fig. 24.23). În deșerturi, unde vegetația nu protejează solurile montane, în timpul unor furtuni locale violente cade mult mai multă apă decît poate absorbi solul. Curgînd pe versanți, apa formează un noroi subțire, care se revarsă spre fundul văilor. Urmărind direcția cursurilor de apă, noroiul continuă să curgă și cînd materialul devine prea dens el nu mai poate avansa. Noroiul poartă cu el blocuri mari de rocă. Șoselele, podurile și locuințele întîlnite în cale pot fi distruse. Dacă noroiul iese din albie și se răspîndește pe o cîmpie piemontană, de pildă, el poate provoca pierderi de vieți omenești și de bunuri materiale. deoarece în regiunile de deșert, cîmpiile de la poalele unor munți bogați în ape sînt. de obicei, bine populate.

Curgeri noroioase pot avea loc și pe versanții vulcanilor în erupție. Ploile torențiale transformă praful și cenușa vulcanică în noroi, care curge astfel pe versanți. Herculaneum, un oraș aflat la poalele Vezuviului, a fost distrus de o asemenea curgere noroioasă în timpul erupției din anul 79 e.n., cu care prilej orașul învecinat Pompei a fost îngropat sub un strat de cenușă vulcanică.

Alte curgeri noroioase, de obicei mai mici, se produc în munții înalți și în regiunile de tundră arctică în timpul dezghețului, cînd prin topirea zăpezii și a gheții din sol se formează un surplus de apă (fig. 24.24). Spre deosebire de cazul regiunilor montane aride, unde curgerea se îngroașă pe măsură ce înaintează, curgerile noroioase alpine și arctice pot deveni mai fluide în timpul înaintării, datorită unui mai bun amestec al solului cu apa.

Alunecările de teren

O *alunecare de teren (landslide)* presupune alunecarea rapidă a unor mari mase de rocă, fenomenele de curgere caracteristice tipurilor semnalate anterior fiind foarte puține sau absente, în fazele inițiale ale alunecării. Cele două forme principale de alunecare sînt: *alunecarea consecventă (slide)*, în care masa de rocă din substrat alunecă pe un plan înclinat relativ neted — de exemplu o falie sau un plan de stratificare, și *alunecarea insecventă (slump)*, în care se produce o rotație regresivă pe un plan de alunecare curb, cu concavitatea în sus (fig. 24.25).

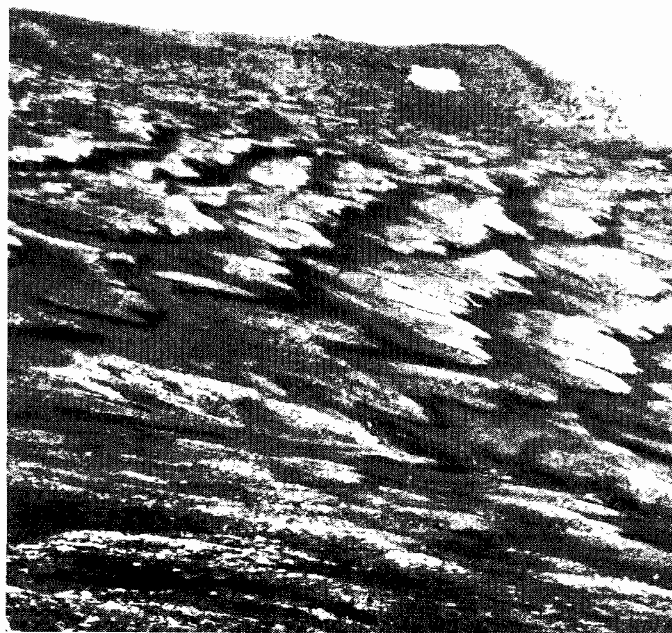


Fig. 24.22 Solzi de solifluxiune pe versantul unui munte din Alaska, într-o zonă cu climă de tundră (foto P. S. Smith, *U.S. Geological Survey*).

Oriunde există versanți muntoși abrupți apare și posibilitatea unor alunecări de teren catastrofale. În Elveția, Norvegia sau Canada (regiunea Munților Stîncoși), de exemplu, așezările cuibărite pe fundul văilor

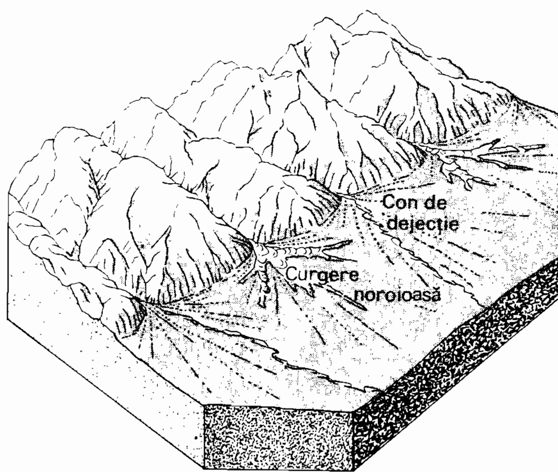


Fig. 24.23 În regiunile aride, la gura canioanelor, apar adesea curgeri noroioase care se suprapun peste zona de glacis piemontan.



Fig. 24.24 **Curgere noroioasă de mici proporți, apărută în urma dezghețului din timpul verii în zonele cu climă de tundră. Golful De Salis, Insula Banks ($71^1/_2$° latitudine nordică, 122° longitudine vestică). Canalul de scurgere din zona centrală este lat de aproximativ 0,6 m (foto A. L. Washburn, *Arctic Institute of North America*).**

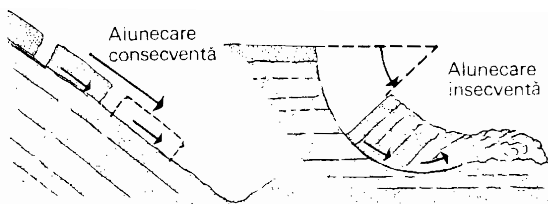


Fig. 24.25 Alunecările de teren pot avea loc pe o suprafață aproape plană (*A*) sau de-a lungul unui pat curb (*B*), pe care materialul deplasat execută o mișcare de rotație.

cu pereți abrupți sînt uneori distruse, cu pierderi importante de vieți omenești, prin alunecarea neașteptată a milioane de metri cubi de rocă (fig. 24.26 și 24.27). Săpăturile întreprinse în vederea construirii barajelor, șoselelor sau căilor ferate pot submina masele de rocă, provocînd declanșarea unor alunecări periculoase. Cu excepția marilor catastrofe ce se produc din cînd în cînd, alunecările de teren nu au o influență geografică mare, datorită manifestării lor spora-

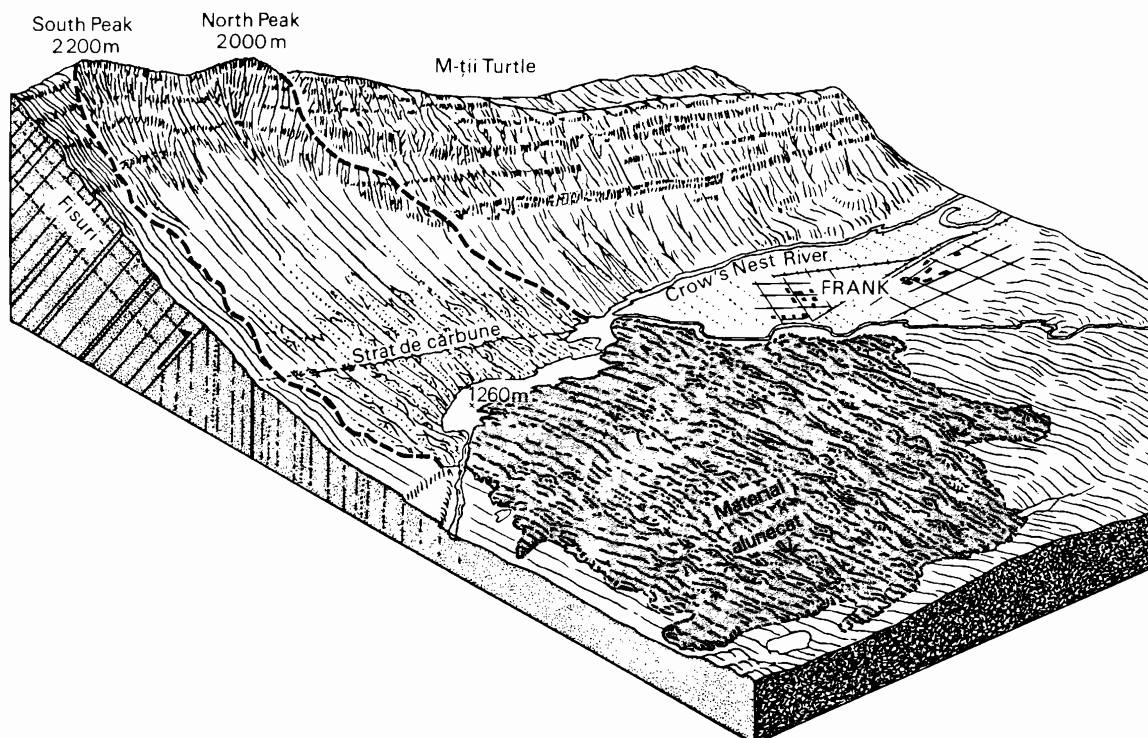


Fig. 24.26 Exemplu clasic de alunecare masivă, catastrofală, ce s-a produs în 1903 la Frank (provincia Alberta, Canada) în regiunea munților Turtle. O masă enormă de calcar, care a alunecat de pe fața muntelui, în zona cuprinsă între South Peak și North Peak, a ajuns în vale pentru a urca panta lină a versantului opus, dînd naștere unei mari pînze de material deplasat.

dice, în regiuni muntoase cu populație rară. Mici alunecări pot totuşi bloca sau întrerupe repetat traficul pe şosele sau căi ferate importante.

Deoarece alunecările de teren sînt caracteristice reliefului format sub acțiunea ghețarilor, apelor curgătoare și valurilor ca și regiunilor cu anumite trăsături geologice specifice, cauzele fundamentale ale apariției pantelor puternic înclinate ce favorizează alunecările de teren vor fi discutate în capitolele următoare.

Din cea de a doua formă de alunecare rezultă *alunecarea insecventă* — mari mase de pămînt sau rocă din substrat care alunecă în sensul pantei, rotindu-se în același timp invers pe un ax orizontal *(slump blocks)* (fig. 24.28). Eroziunea tinde să formeze abrupturi oriunde apar depozite sedimentare masive, de regulă gresii sau calcare, sau strate de lavă, ce se sprijină pe formațiuni friabile de argilă sau șisturi argiloase. Pe măsură ce roca friabilă de la baza abruptului este erodată roca de deasupra este subminată. Cînd se ajunge în punctul critic al echilibrului asistăm la desprinderea unui bloc masiv, care alunecă și se înclină regresiv într-un plan curb de alunecare. Aceste blocuri pot fi lungi de 1,5—3 km și groase de 150 m. La baza abruptului apare sub forma unei creste o trenă de blocuri. Între aceasta și abrupt se poate forma o depresiune închisă sau un bazin lacustru.

Fenomenul se produce de regulă pe scară mică în zonele de unde solul și materialul scoarței de alterare au fost îndepărtate, observîndu-se mai ales în porțiunile concave ale albiilor rîurilor sau în regiunea falezelor marine.

Năruirile de teren și conurile de grohotiș (taluzurile)

Cel mai rapid proces de deplasare în masă îl formează *năruirile* sau *surpările de teren (rockfalls)*, care constau în căderea liberă sau rostogolirea unor fragmente de rocă desprinse de la partea superioară a unui abrupt. Fragmentele individuale pot fi mici cît un grăunte de nisip sau de proporțiile unei clădiri mari, în funcție de dimensiunea abruptului și de modul de desprindere a rocii. Blocurile mari se dezagregă în cădere, presărînd versantul cu pietriș și lăsînd pe fața abruptului o cicatrice vizibilă (fig. 24.29).

Dacă procesul se desfășoară continuu pe lungi perioade de timp, producînd o ploaie de mici fragmente ce se adună la baza abruptului, se formează aici un *con de grohotiș (talus cone)* — trăsătură distinctivă pe care am menționat-o deja în legătură cu dezagregarea rapidă prin îngheț pe fețele expuse ale abrupturilor, la altitudini mari sau în regiunile arctice (fig. 24.4). Un con de grohotiș are un unghi de pantă constant *(scree slope)*, aproximativ 35° (fig. 24.30). Dacă conul de grohotiș este proaspăt format și conține puțin material fin amestecat cu material grosier, unghiul este surprinzător de constant, cu o variație de 1 pînă la 2°, indiferent de tipul rocii sau de forma blocurilor. Abruptul apare, de regulă, sculptat de ravene înguste, de-a lungul cărora se deplasează fragmentele de rocă, generînd taluzuri conice, așezate



Fig. 24.27 Alunecare de material detritic din Parcul Yellowstone (statul Wyoming), formată dintr-un haos de fragmente de roci de diferite mărimi.

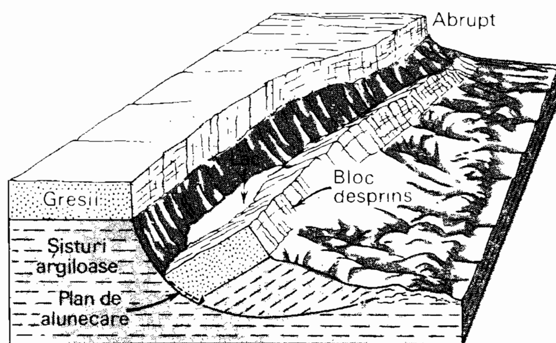


Fig. 24.28 Alunecare insecventă în cadrul căreia materialul desprins se rotește regresiv.

unul lîngă altul la baza pantei (fig. 24.30). Dacă dimensiunile fragmentelor variază, cele mai mari, care se rostogolesc mai ușor și au o inerție superioară, ajung la baza conului, pe cînd cele mai mici rămîn în vîrful acestuia. Se produce astfel o sortare a fragmentelor după dimensiuni, gradul de finețe crescînd de la bază spre partea superioară. Majoritatea conurilor de grohotiș proaspăt formate sînt instabile, astfel încît orice perturbație poate provoca alunecarea stratului superficial de depozite. Unghiul-limită superior în care se pot așeza fragmentele de rocă dure, grosiere, bine sortate, se numește *unghi de repaus*. Alte exemple ale acestui unghi critic de pantă le vom găsi la suprafețele protejate de vînt ale dunelor de nisip și pe versanții laterali ai conurilor vulcanice de mici dimensiuni.

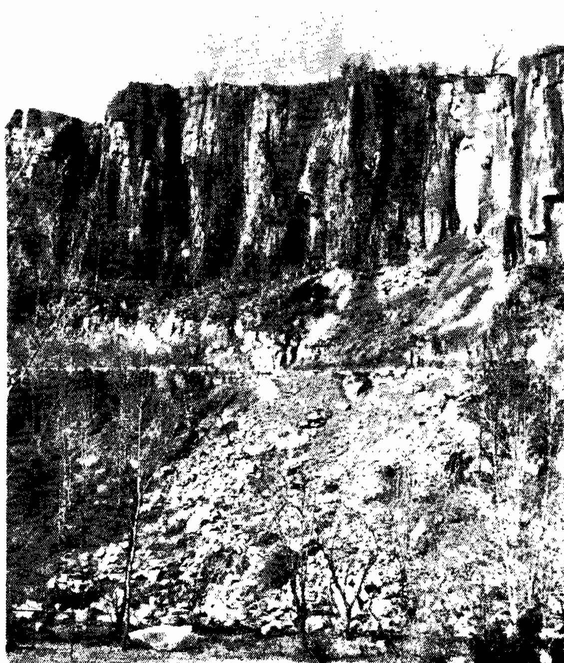


Fig. 24.29 Surpare de teren de-a lungul palisadelor fluviului Hudson, la nord de podul George Washington, produsă în noiembrie 1955. Circa 1 200 tone de fragmente de rocă au rezultat în urma prăbușirii unui asemenea bloc de diabaz de mari dimensiuni, cu fisurare columnară (foto *Bergen Evening Record*).

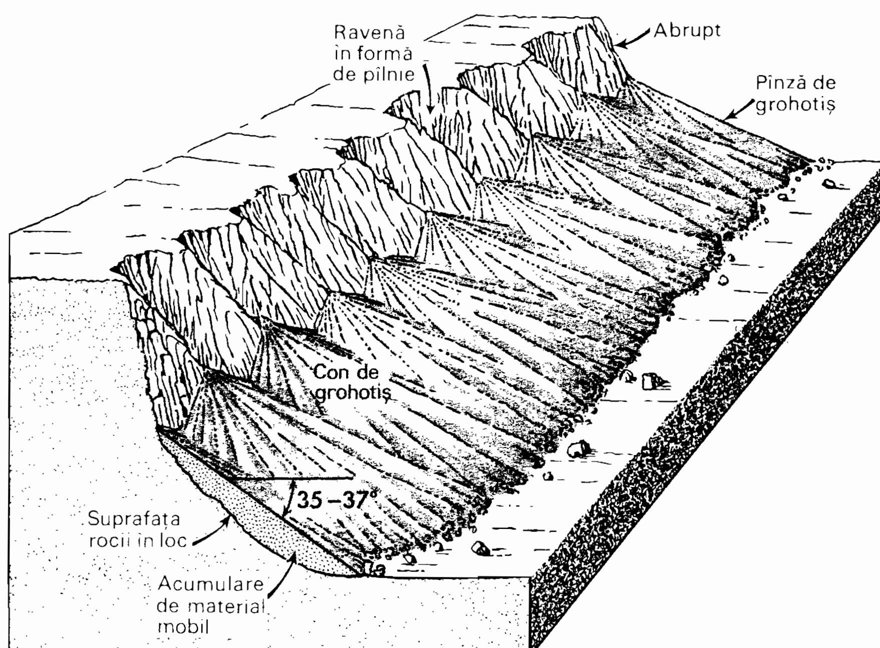


Fig. 24.30 Diagramă ideală a unor conuri de grohotiș formate la baza unui abrupt înalt de aproximativ 60—150 m.

Capitolul 25
Scurgerea și apa subterană

ÎN CAPITOLELE PRECEDENTE AM urmărit circuitul apei în natură, de la faza vaporilor de apă din masele atmosferice, la precipitații și evapotranspirație, pînă la infiltrarea apei în subteran. În completarea circuitului, abordăm acum *scurgerea (runoff)* care cuprinde procesul de deplasare a apei de la suprafața uscatului, atît pe pante, cît și în cadrul rîurilor și fluviilor. Scurgerea poate fi alimentată direct din precipitații abundente, cînd apa nu reușește să pătrundă în întregime în sol, sau poate fi alimentată din subteran, de-a lungul liniilor unde oglinda apei subterane intersectează suprafața topografică.

Tinzînd să atingă niveluri din ce în ce mai coborîte și, în cele din urmă, marea, scurgerea formează *sisteme de drenaj* — arii care au o formă mai mult sau mai puțin de pară, limitate de cumpene ale apelor și în care panta terenului și rețelele ramificate de ape curgătoare se adaptează pentru a elimina cît mai eficace posibil apa și încărcătura ei de particule minerale, coborînd astfel treptat înălțimea suprafețelor de uscat, pînă la obiectivul final al proceselor de denudație: reducerea lor la o cîmpie lipsită de denivelări, aproape de nivelul mării. Majoritatea sistemelor de drenaj au un punct îngust de ieșire, de regulă gura unui curs principal de apă, în care întîlnesc un mare obiect de apă. Astfel, un sistem de drenaj este un mecanism convergent, care canalizează și integrează formele mai slabe și mai difuze de scurgere în forme din ce în ce mai adînci și mai intense.

Studiul sistemelor de drenaj ne pune în contact cu două domenii științifice: hidrologia și geologia. O mare parte a cercetărilor privind apa însăși, mai ales sub aspectul cantității scurse și a variației acesteia în raport cu cantitatea de precipitații este de resortul hidrologilor, care fac parte din corpul specialiștilor în construcții civile. Studiul activității rîurilor, care exercită o acțiune de eroziune și de transport a materialului erodat, modelînd relieful sistemelor de drenaj, este de competența geologilor. În Statele Unite, ambele grupuri de specialiști își coordonează eforturile pentru studierea și rezolvarea problemelor referitoare la scurgere și la apele subterane în cadrul Diviziei resurselor de apă din Comitetul geologic al S.U.A., care răspunde de evaluarea resurselor de apă ale țării. În prezentul capitol ne vom ocupa de numeroasele aspecte ale activității acestui organism, ca și de

munca Serviciului silvic, care studiază problemele scurgerii în arealul ocupat de păduri, și a Serviciului de conservare a solurilor, care se ocupă de efectele scurgerii asupra eroziunii terenurilor și de alte probleme agricole înrudite. Studierea fenomenului scurgerii în legătură cu îmbunătățirea sistemelor de irigații și cu sectoarele de apă navigabile este de resortul inginerilor și cercetătorilor din Oficiul de îmbunătățiri funciare și din Corpul de geniu al armatei S.U.A.

Scurgerea și geografia

Pentru geograf, scurgerea prezintă un interes vital, ea fiind o resursă naturală fundamentală, de care depinde în mare măsură dezvoltarea agriculturii și industriei. Apa rezultată din scurgere, stocată în lacuri de acumulare asigură aprovizionarea cu apă a marilor centre urbane ca New York City și Los Angeles; furnizată de marile ape curgătoare, asigură apa necesară în irigații pentru acele zone din regiunile aride în care pulsează o intensă activitate, cum ar fi Imperial Valley din statul California și Valea Nilului din Egipt. La aceste utilizări vom adăuga potențialul hidroenergetic, unde căderea rîurilor este mare, sau căile de navigație interioară, unde căderile sînt mici.

Ca și apa subterană, sursele disponibile de apă de suprafață sînt exploatate rapid în regiunile dens populate. În prezent, se acordă o atenție sporită reducerii diferitelor forme de irosire a apei utile, asigurîndu-se astfel folosirea unor cantități mai mari în interesul societății. În regiunile în curs de dezvoltare economică numeroase proiecte au în vedere suplimentarea resurselor de apă superficiale sau subterane. În analiza potențialului economic al acestor regiuni, geograful trebuie să cunoască principiile scurgerii, deoarece numai astfel va putea face aprecieri realiste asupra resurselor de apă disponibile.

Tipuri de scurgere

Deplasarea apei pe pante în pelicule, pînze sau rigole cu extinderi mai mari sau mai mici se numește *scurgere pe versant (overland flow)*, deosebindu-se de *scurgerea prin albie (stream flow)* în cadrul căreia apa ocupă un canal îngust, limitat de maluri laterale. În cadrul acestei definiții largi, scurgerea pe versanți poate lua numeroase forme. Ea poate forma o peliculă subțire continuă, *scurgere în pînză (sheet flow)*, dacă suprafața solului sau a rocii este foarte netedă, sau o serie de mici pîrîiașe care leagă între ele diverse zone umplute cu apă, dacă terenul este accidentat. Pe pantele înierbate, apa care se scurge formează numeroase fire subțiri, care trec printre tulpini. Chiar și în timpul ploilor abundente și prelungi, scurgerea care se produce pe o pajiște înclinată este relativ greu de observat. Pe pantele masiv împădurite, cu o pătură groasă de frunze și ramuri în descompunere, scurgerea poate rămîne aproape complet ascunsă sub această pătură.

O poziție intermediară între scurgerea pe versant și scurgerea prin albie o ocupă *scurgerea în rigole (shoestring rills)* șanțuri puțin adînci, care fragmentează pantele dealurilor cu un sistem de brazde lungi, paralele (fig. 25.4). În unele cazuri aceste rigole apar ca simple formațiuni sezoniere, ce iau naștere în perioadele cu ploi torențiale din timpul primăverii și verii, dar care dispar iarna, cînd înghețul provoacă umflarea solului. Rigolele pot apărea totuși și sub forma unor șanțuri permanente în regiunile despădurite, sau unde s-au practicat lucrări agricole neraționale, în care caz vor evolua — prin adîncirea fragmentării — către cursuri permanente de apă.

Procesul scurgerii pe versant

Să ne imaginăm că pe pantele unei regiuni deluroase care și-au pierdut complet umezeala, datorită unei perioade secetoase îndelungi, cad din nou precipitații. Care sînt stadiile succesive ale formării scurgerii pe suprafața terenului? Dacă versantul prezintă o vegetație bogată, de exemplu pădure, o mare parte din apa de ploaie este la început reținută sub formă de picături pe frunze și pe tulpini. Acest proces se numește *intercepție (interception)*. Apa reținută în acest mod poate reveni direct în atmosferă prin evaporare, astfel încît, dacă ploaia nu durează mult, în sol ajunge doar o mică cantitate de apă.

Așa cum am explicat în capitolul 14, suprafața terenului poate absorbi prin infiltrație chiar și cantitatea de apă provenită în urma unei ploi torențiale, la începutul perioadei pluviale. În consecință, dacă ploaia nu durează nici măcar o oră, nu apare scurgere pe versanți. Curînd, totuși, căile de trecere prin sol se astupă, reducînd intensitatea infiltrării la o valoare mică, dar constantă. Surplusul de apă rămîne acum

pe suprafața pămîntului, acumulîndu-se la început în mici lacuri și băltoace, care ocupă micile escavații naturale ale terenului sau sînt reținute în spatele unor mici baraje formate din frunze și ramuri căzute (fig. 25.1). Acumularea apei în aceste mici bazine de retenție naturale se numește *retenție la suprafață*. Dacă ploaia continuă cu o intensitate suficientă, apa începe să se reverse dintr-un loc în altul, transformîndu-se în scurgere difuză.

Întrucît fiecare unitate de suprafață de teren de pe pantele unui deal trebuie să primească cantitatea de apă scursă de pe întreaga fîșie situată deasupra lui, este de presupus că debitul (volumul de apă care traversează o linie dată în unitatea de timp) va crește direct proporțional cu lungimea traseului scurgerii. De asemenea, grosimea stratului scurs tinde să crească pe măsura înaintării spre vale, dar creșterea nu poate fi mare datorită faptului că și viteza de scurgere sporește. În figura 25.2 este prezentată o scurgere masivă la baza unei pante prelungi, unde apele converg în șuvoaie late, puțin adînci, răspîndite pe tot versantul.

La baza pantei, scurgerea de suprafață fie întîlnește albia unui rîu sau un lac, fie cantitatea de apă pătrunde în pămînt, dacă întîlnește un strat foarte permeabil de nisip, pietriș sau material provenit de pe versanți.

Scurgerea pe versant se măsoară în centimetri de apă pe oră (ca și în cazul precipitațiilor și infiltrației). Pentru a exprima intensitatea scurgerii pe unitatea de suprafață folosim o formulă simplă: intensitatea producerii scurgerii de suprafață este egală cu intensitatea precipitațiilor, minus intensitatea infiltrației. De exemplu, dacă intensitatea infiltrației rămîne constantă la valoarea de 1 cm/oră, iar intensitatea ploii este de 1,5 cm/oră (ploaie abundentă), scurgerea se va produce cu o intensitate de 0,5 cm/oră, făcînd abstracție de apa restituită atmosferei prin evaporare.

Eroziunea accelerată

În timpul scurgerii difuze sînt antrenate particule de substanță minerală din sol, dimensiunile acestora variind de la argilă fină pînă la nisipul grosier și pietriș, în funcție de viteza scurgerii și de gradul în care particulele sînt reținute de rădăcini sau de stratul de frunze. În afară de substanța solidă care provine din sol se găsesc și compuși minerali, produși prin reacții acide sau prin dizolvare directă. Această îndepărtare lentă și treptată a păturii de sol face parte din procesul geologic natural de denudație a uscatului, inevitabil și universal. În condiții naturale stabile intensitatea eroziunii în regiunile cu climă umedă este destul de mică, permițînd formarea și menținerea unui sol cu orizonturi distincte și a unui înveliș vegetal. Pedologii numesc această situație ***eroziune geologică (geologic norm)***.

Intensitatea eroziunii solului poate crește însă enorm datorită activității omului sau prin intervenția unor fenomene naturale. Se ajunge astfel la stadiul de eroziune accelerată, în cadrul căruia îndepărtarea învelișului de sol are loc mult mai rapid decît poate fi el reconstituit. Cauza acestei situații trebuie căutată cel mai adesea în schimbările survenite la nivelul învelișului vegetal, cît și în starea de degradare a reliefului. Defrișările masive pentru extinderea terenurilor de cultură, ca și incendierea lor în același scop provoacă schimbări substanțiale în cadrul echilibrului infiltrație-scurgere. Interceptarea apei de ploaie de către frunze nu mai poate avea loc, iar protecția asigurată de stratul de frunze și tulpini căzute dispare. În consecință, ploaia cade direct pe solul mineral.

Forța directă a picăturilor de ploaie în cădere (fig. 25.3) provoacă o împroșcare de tip gheizer, prin care particulele de sol sînt ridicate și apoi aruncate în poziții noi. Acest proces se numește ***eroziune prin împroșcare (splash erosion)***. S-a apreciat că o furtună violentă poate perturba pînă la 225 tone de sol pe hectar. Pe suprafețele

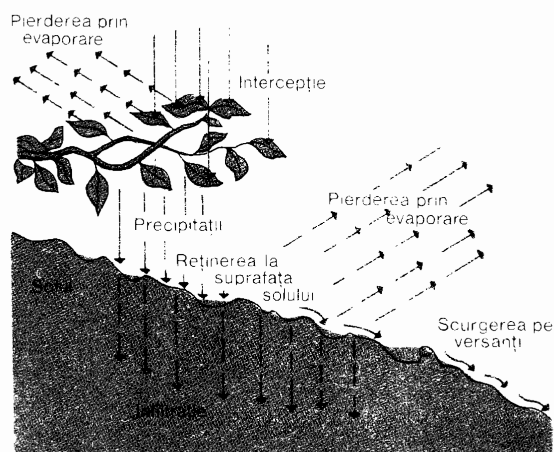


Fig. 25.1 Apa rezultată din precipitații se evaporă, este interceptată sau este reținută pe suprafața terenului, înainte de a se infiltra sau a se scurge pe versanți.



Fig. 25.2 Scurgerea pe un versant cu panta de 8% după o ploaie torențială. Șanțul din primul plan primește apa și o transformă în scurgere prin albie (foto *Soil Conservation Service*).

în pantă acest tip de eroziune tinde chiar să deplaseze solul la vale. Și mai important este însă faptul că suprafața solului își pierde o mare parte din capacitatea de a primi apa infiltrată, deoarece particulele împroșcate de ploaie astupă cu timpul orificiile naturale ale solului. Micșorarea capacității de infiltrație face ca scurgerea să fie mult mai puternică în timpul ploilor, de aceeași intensitate și durată. O dată cu creșterea adîncimii și vitezei scurgerii crește implicit și intensitatea eroziunii solului.

Prin distrugerea vegetației scade și rezistența solului la eroziunea exercitată de scurgerile de pe versanți. Pe pantele înierbate, chiar dacă stratul de apă ce se scurge are grosimi apreciabile, eroziunea va fi slabă, deoarece energia apei în mișcare se pierde prin frecare de tulpinile ierburilor, care sînt rezistente și elastice. În mod asemănător, pe versanții bine împăduriți, forța scurgerii este preluată de numeroasele obstacole naturale formate din frunze, ramuri, rădăcini și trunchiuri căzute. Fără acest înveliș vegetal, eroziunea ar acționa direct asupra solului nud, smulgînd cu ușurință particulele și antrenîndu-le pe pantă.

În rezumat, putem spune că forța de eroziune a șiroirii pe versanți este direct

proporțională cu intensitatea precipitațiilor și cu lungimea pantei și invers proporțională cu capacitatea de infiltrație a solului, cît și cu rezistența suprafeței terenului. Pentru a completa ecuația vom include și efectul unghiului de înclinare a pantei. Evident, cu cît este mai înclinată suprafața terenului, cu atît mai rapidă va fi scurgerea și cu atît mai intensă eroziunea. Să adăugăm, prin urmare, că puterea de eroziune a șiroirii sporește direct proporțional cu unghiul pantei. Cînd unghiul se apropie de verticală, totuși, eroziunea datorată scurgerii devine mai puțin intensă, deoarece suprafața terenului interceptează o cantitate mult mai mică din apa de ploaie ce cade vertical.

Forme de eroziune accelerată

Cînd o parcelă de teren este defrișată și arată, eroziunea rămîne în limite mici pînă în momentul cînd ploile sfărîmă, prin acțiunea de împroșcare, particulele de sol și astupă orificiile mai mari, ale acestuia. Ulterior, scurgerea pe versanți începe să îndepărteze solul, treptat, în strate subțiri, relativ uniforme, procesul numindu-se *eroziune areolară (sheet erosion)*. Din cauza culturilor sezoniere, efectul acestei eroziuni nu se observă adesea, decît atunci cînd orizonturile superioare (A și B) au fost eliminate sau mult subțiate. Ajungînd la baza pantei, unde unghiul suprafeței terenului scade rapid către fundul văii, particulele de sol se acumulează într-un strat din ce în ce mai gros, numit *coluviu (coluvium, slope wash)*. Depozitele coluviale au o distribuție în pînză (laminară) și pot trece neobservate, cu excepția punctelor unde se remarcă o îngropare lentă a stîlpilor de la garduri sau a trunchiurilor de copaci.

Materialul transportat în continuare de apele de șiroire ajunge în rîu, de unde este transportat mai departe, alcătuind *strate de aluviuni*. Atît materialul coluvial, cît și stratele de aluviuni pun în evidență procesul de sedimentare, proces opus eroziunii. În multe privințe procesul de depunere de la baza versanților și de pe fundul văilor poate avea implicații la fel de mari în agricultură ca și eroziunea, deoarece provoacă îngroparea orizonturilor de sol, sub materiale nisipoase, relativ nefertile, sau bararea văilor rîurilor mici, făcînd ca apa să se reverse.

Dacă pantele sînt puternic înclinate, iar scurgerea apei provenită din ploi abundente deosebit de intensă, eroziunea în suprafață cedează locul *eroziunii în rigole (rill erosion)* (fig. 25.4), în cadrul căreia nenumărate și dese canale înguste brăzdează solul și roca expusă. Dacă aceste rigole nu sînt distruse prin lucrările agricole, ele încep curgînd să se transforme în canale mai mari numite *ravene (gullies)*. Schimbarea se produce în cazul rigolelor mai active care se adîncesc mai rapid decît celelalte, reușind să atragă și alte bazine de recepție învecinate. Eroziunea se concentrează astfel în cîteva albii mari, care se adîncesc devenind șanțuri cu aspect de canion, cu pereți abrupți și ale căror obîrșii înaintează treptat în amonte (fig. 25.5).

Dacă eroziunea accelerată a solului continuă nestingherită, în cele din urmă relieful devine sterp, accidentat, asemănător

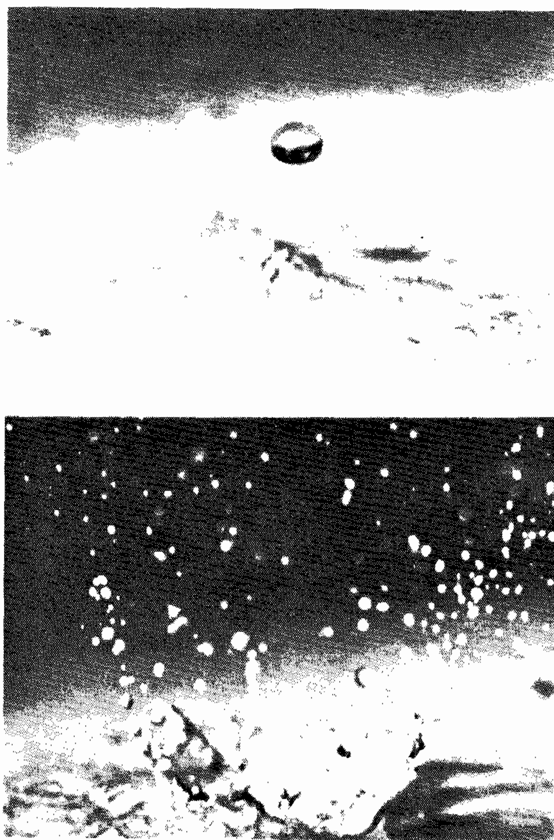


Fig. 25.3 O picătură de ploaie *(sus)* cade pe suprafața umedă a solului, formînd un „crater“ miniatual *(jos)*. Particulele de argilă și mîl sînt proiectate în aer, iar suprafața solului este perturbată (foto *U.S. Navy*).

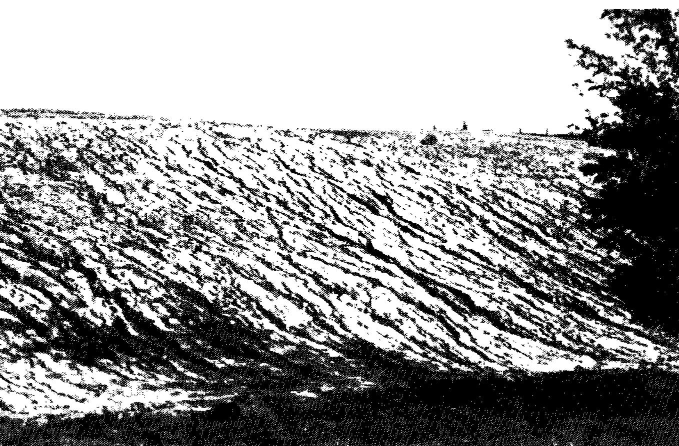


Fig. 25.4 Rigole înguste pe un versant dezgolit, indicînd o eroziune puternică (foto *Soil Conservation Service*).

badland-urilor din regiunile aride (cap. 27). Măsurile de protecție elaborate de Serviciul de conservare a solurilor, în vederea stăvilirii eroziunii accelerate, s-au dovedit eficace, permițînd reducerea acestora la intensități apropiate de eroziunea geologică. Ele au în vedere construirea de terase, care să micșoreze unghiul pantei și distanța scurgerii, reconstituirea unui strat vegetal dens pe versanții foarte abrupți și astuparea ravenelor cu ajutorul unor baraje ridicate pe fundul lor.

Fig. 25.5 Ravenă săpată în orizontul superior puternic degradat, fenomen tipic odinioară în anumite zone ale regiunilor de piemont din statele Georgia și South Carolina, înaintea efectuării lucrărilor de stăvilire a eroziunii (foto *Soil Conservation Service*).



Albiile rîurilor

Albia unui rîu poate fi reprezentată ca un șanț lung, îngust, căruia forțele apei curgătoare îi dau forma cea mai adecvată pentru deplasarea apei și a materialului detritic provenit din bazinul de recepție (bazin hidrografic). Albiile pot varia foarte mult în lățime; unele sînt atît de înguste încît se poate sări peste ele, de pe un mal pe altul, iar altele ating 1 milă (1,6 km), cum este cazul albiei fluviului Mississippi. Luînd ca limite ale gamei naturale de lățimi valorile de 1 picior și 1 milă putem stabili un raport de 1:5 000.

Specialiștii în lucrări hidraulice, care trebuie să măsoare dimensiunile și debitul rîurilor, au adoptat anumiți termeni pentru a descrie geometria albiei (fig. 25.6). *Adîncimea* exprimată în metri, reprezintă distanța pe verticală de la suprafața apei pînă la fundul albiei. *Lățimea* este distanța măsurată de-a curmezișul cursului dintre cele două margini ale apei. *Suprafața secțiunii*, *A*, este suprafața în metri pătrați a unei secțiuni transversale verticale a cursului de apă. *Perimetrul udat*, *P*, este lungimea liniei de contact dintre apă și albie în secțiune transversală. O importantă caracteristică a rîurilor este *raza hidraulică*, *R*, definită ca raportul dintre suprafața secțiunii și perimetrul udat $\left(R = \frac{A}{P}\right)$. Un alt element important al geometriei albiei este *coeficientul de formă*, definit ca raportul dintre adîncime *(d)* și lățime *(w)*, adică $\frac{d}{w}$. Coeficientul de formă se exprimă de regulă printr-o fracție, de pildă 1/100 sau 1:100, ceea ce înseamnă că lățimea albiei este de 100 de ori mai mare decît adîncimea.

În sfîrșit, un element foarte important este *panta*, *S*, adică unghiul format de suprafața apei cu planul orizontal. Panta se exprimă în metri/kilometru. Astfel, o pantă de 5 m/km înseamnă că albia rîului coboară pe verticală cu 5 m la fiecare kilometru parcurs. Panta se poate exprima și în *valori procentuale* (folosite mai ales în tehnica hidraulică). O valoare de 3% (sau 0,03) arată că rîul coboară cu 3 m la fiecare 100 m de distanță orizontală.

Scurgerea prin albie

Forța gravitației acționînd asupra apei dintr-un rîu, determină apariția unei pre-

siuni în regiunea pereților limitrofi. O mică parte din forța de gravitație se exercită paralel cu suprafața și cu fundul albiei, cauzînd curgerea apei. Deplasării apei în aval i se opune forța de rezistență sau frecarea dintre apă și patul albiei și dintre apă și malurile albiei. În consecință, apa se mișcă mai încet aproape de fund și maluri și mai repede în zonele centrale. În figura 25.6 prin linii punctate este redat modul în care se produce scurgerea sau *distribuția vitezei apei.* Să ne imaginăm că fiecare punct este o picătură de apă și să observăm pozițiile acestei picături la intervale egale de timp. Linia de viteză maximă se va afla către mijlocul rîului, dacă albia este dreaptă și simetrică, aproximativ la o treime din distanța de la suprafață spre fundul apei.

Cele spuse mai sus despre viteză necesită unele precizări. De fapt, în cele mai multe rîuri, apa este afectată de *turbulență*, un sistem permanent de nenumărate vîrtejuri, care se formează și dispar. Ca atare, dacă urmărim o anumită moleculă de apă aceasta va descrie în realitate o traiectorie foarte neregulată, „în tirbușon“. Ea se mișcă în sensuri variate, în sus, în jos și lateral. Turbulența apelor curgătoare este foarte importantă datorită acelei mișcări ascendente a apei, care antrenează particulele fine de aluviuni. Aspectul tulbure, noroios, al rîurilor revărsate, constituie o dovadă a existenței fenomenului amintit fără de care materialul transportat de ape ar rămîne pe fundul albiei. Pentru a obține o valoare medie a mișcării apei în aval pe o linie paralelă cu suprafața și fundul, trebuie să măsurăm viteza apei într-un punct dat pe o perioadă mai lungă de timp, de exemplu cîteva minute. Săgețile din figura 25.6 indică asemenea valori medii.

Întrucît viteza medie într-un punct dat diferă mult, în funcție de faptul dacă o măsurăm lîngă mal, aproape de fund sau pe o linie mediană, se calculează o valoare unică, viteza medie, pentru întreaga secțiune, valoare ce exprimă activitatea întregului rîu. Viteza medie este de regulă egală cu 6/10 din viteza maximă, depinzînd însă de adîncimea relativă a rîului. Ultimul și cel mai important element cu ajutorul căruia se fac măsurători asupra scurgerii apei unui rîu este *debitul*, *Q*, definit ca volumul de apă ce curge printr-o anumită secțiune transversală a rîului, în unitatea de timp. De regulă, debitul se exprimă în

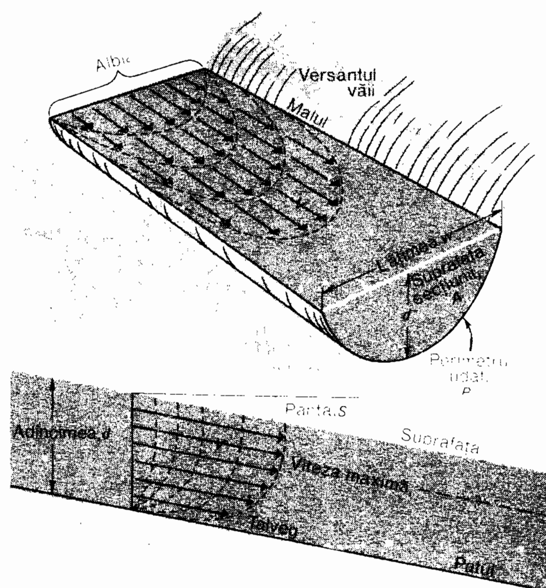


Fig. 25.6 Geometria unei albii de rîu și vitezele relative ale cursului de apă.

metri cubi pe secundă (m^3/s). Debitul se poate obține înmulțind viteza medie *(V)* cu suprafața secțiunii *(A)*. Această relație este redată prin ecuația $Q = AV$, numită uneori „ecuația continuității“.

Măsurarea cursurilor de apă

Una dintre activitățile importante desfășurate în cadrul Comitetului geologic al S.U.A. este măsurarea scurgerii cursurilor de apă din Statele Unite. În colaborare cu autoritățile statelor și municipalităților, Comitetul geologic a organizat peste 6 000 de stații de măsurare, situate pe principalele cursuri de apă și afluenții lor. Valorile obținute se publică în seria *Water Supply Papers* (Date asupra cantităților de apă). Informațiile privind debitul zilnic și debitele viiturilor sînt indispensabile în planificarea distribuției și exploatării apelor de suprafață, ca și în elaborarea măsurilor de protecție contra inundațiilor și în prognoza viiturilor de-a lungul sistemului hidrografic.

O stație de măsurare dispune de un dispozitiv pentru măsurarea înălțimii suprafeței apei *(nivelul rîului)*. Cel mai simplu dispozitiv de acest fel este *mira hidrometrică* — o placă gradată, atașată permanent

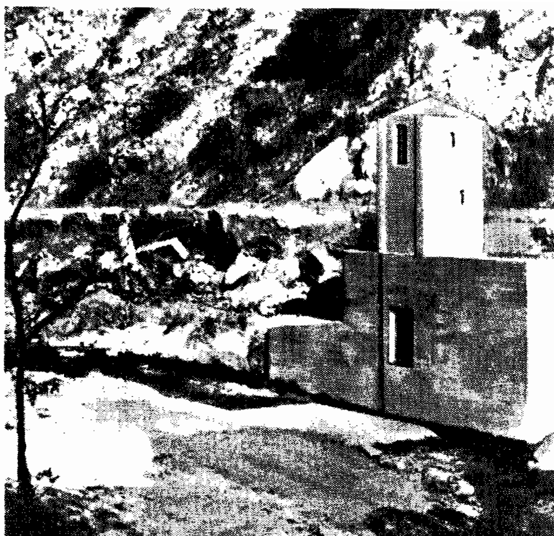


Fig. 25.7 Puț de liniștire pe pîrîul Fish, lîngă Duarte (statul California) și cabină de adăpostire a aparaturii cu care se execută diferitele măsurători (foto *U.S. Geological Survey*).

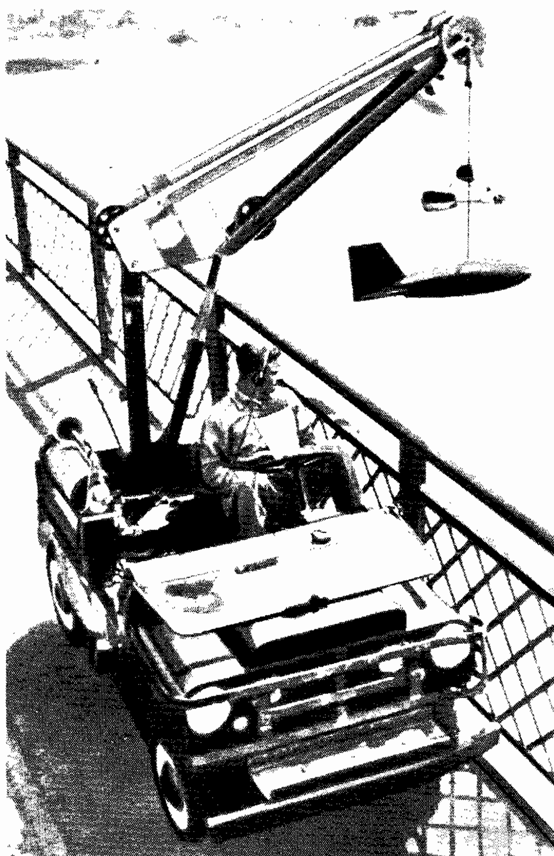


Fig. 25.8 În cazul apelor curgătoare mari, morișca hidrometrică este coborîtă pe cablu cu ajutorul unui scripete. Cacsa, legată prin cablu de aparat, recepționează o serie de semnale a căror frecvență indică viteza apei (foto *U.S. Geological Survey*).

de un stîlp sau de un pod. Această miră este citită direct de către observator, ori de cîte ori trebuie măsurat nivelul rîului. Și mai util este un aparat de înregistrare automată, montat deasupra unui puț de liniștire lîngă malul rîului (fig. 25.7). Puțul este de zidărie și se umple cu apă printr-o conductă situată la baza lui. Cu ajutorul unui flotor conectat prin cablu la un mecanism de înregistrare, nivelul rîului este înregistrat continuu cu cerneală pe un tambur cu hîrtie milimetrică, care se rotește încet.

Pentru a măsura debitul rîului este necesar să determinăm atît suprafața secțiunii transversale, cît și viteza medie. În acest scop se folosește o *morișcă hidrometrică* (fig. 25.8), care este cufundată în rîu în verticale apropiate una de alta, astfel încît viteza poate fi citită într-un mare număr de puncte distribuite uniform în secțiunea transversală a rîului (fig. 25.9). Pentru traversarea rîurilor se folosesc adesea podurile; uneori se recurge la un cărucior funicular sau la o barcă. Morișca hidrometrică conține o elice de metal sau un sistem rotativ de cupe, a căror viteză de rotație este proporțională cu viteza curentului. În dotarea Comitetului geologic al S.U.A. se află în general morișca Price (fig. 25.8), care poate măsura viteze de la 0,06 pînă la 6 m/s. În timp ce se măsoară vitezele în diferite puncte, se stabilește și profilul albiei rîului prin sondaje de adîncime. Se trasează apoi profilul și se măsoară suprafața secțiunii. Viteza medie se calculează totalizînd toate citirile individuale și împărțind valoarea obținută la numărul citirilor. Apoi se calculează debitul cu ajutorul formulei $Q = AV$.

În practică, numărul de citiri în fiecare verticală de sondaj se reduce la două: una la 0,2 din adîncime, iar celalaltă la 0,8 din adîncime. Media acestor două citiri dă o valoare foarte apropiată de viteza medie reală. Pentru rîurile puțin adînci este suficientă o singură citire a vitezei, la 0,6 din adîncime în fiecare verticală de sondaj.

Ținînd seama de cantitatea de timp și muncă cerută de măsurarea repetată a debitului prin citiri cu ajutorul moriștilor hidrometrice, în practică se folosește doar un set limitat de măsurători pe o gamă largă de debite. Se construiește apoi o curbă, *cheia limnimetrică* sau curba nivel-debit, care permite calcularea debitului direct pe baza nivelului apei. Pentru curba din

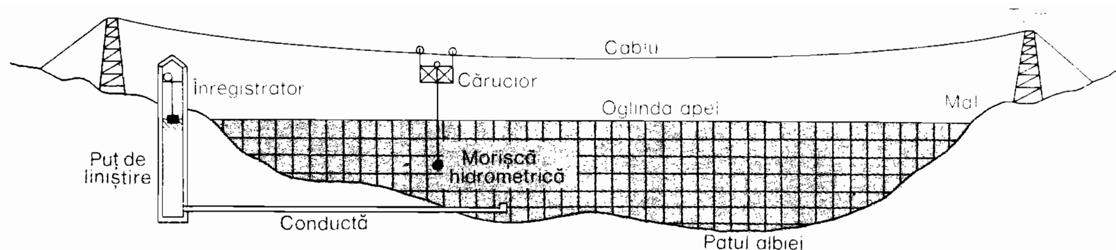


Fig. 25.9 Schemă idealizată a unei instalații de măsurare.

figura 25.10 s-a măsurat debitul în opt puncte prin metoda moriștii. Acestea au fost reprezentate grafic în raport cu înălțimea în picioare, trasîndu-se prin punctele respective o curbă lină. Astfel, dacă nivelul apei este de 20 ft putem evalua debitul la aproximativ 16 500 $ft^3/_s$ (sau $m^3/_s$). Cheia limnimetrică permite evaluarea debitului total numai pe baza înregistrărilor de nivel, în ciuda marilor fluctuații ale acestuia.

O asemenea curbă poate fi utilizată numai pe perioade limitate, din cauza schimbărilor ce survin în forma albiei. Aceste schimbări pot fi cauzate de erodarea albiei în timpul viiturilor. Cheia limnimetrică se va corecta deci în funcție de necesități.

Exemple de caracteristici ale albiei

Pentru a ilustra diversele caracteristici geometrice și hidraulice prezentate în paragrafele precedente, vom compara două mari cursuri de apă din America (fig. 25.11). Rîul Columbia (în zona de frontieră cu Canada) a fost ales ca exemplu de apă curgătoare relativ adîncă, cu un coeficient mare de formă. Rîul Platte (la Duncan, în statul Nebraska) prezintă o albie lată și puțin adîncă, cu un coeficient mic de formă. Deși tot atît de lat ca fluviul Columbia, rîul Platte este adînc numai pe sfert cît acest fluviu, iar raza lui hidraulică este 1/8 din raza hidraulică a Columbiei. Columbia are un debit mare, de 26 ori mai mare decît cel al rîului Platte. O altă diferență importantă între aceste două ape este panta: 2,2 ft/milă pe fluviul Columbia și 5,6 ft/milă pe rîul Platte. Albiile largi și puțin adînci, care poartă cantități relativ mari de material detritic grosier, se caracterizează prin pante mai pronunțate decît cele ale albiilor cu adîncimi comparabile.

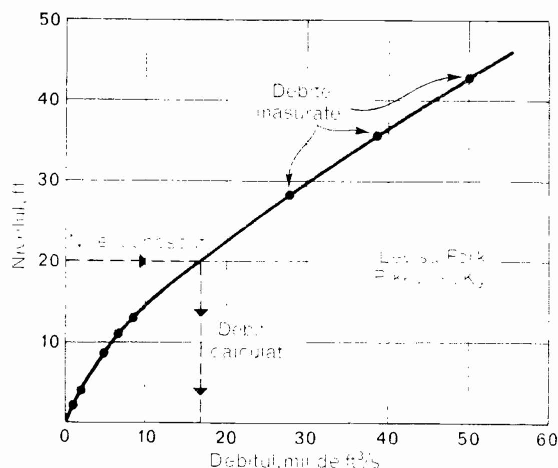
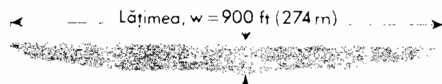


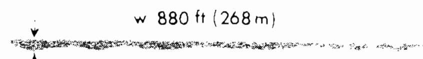
Fig. 25.10 Cheia limnimetrică pentru rîul Levisa Fork (statul Kentucky) în perioada octombrie 1945—ianuarie 1946 (după Hoyt și Langbein, « Floods »)

FLUVIU COLUMBIA, în zona de frontieră 12 iun. 1948:



Coeficientul de formă $\frac{d}{w}$ = 1:19 Adîncimea max., d = 59 ft (18 m)
Suprafața secțiunii transversale A = 42 300 ft² (3 930 m²
Perimetrul udat P = 918 ft (280 m)
Raza hidraulică $R = \frac{A}{R}$ = 46 ft (14 m)
Panta S = 2,2 ft/milă (0,4 m/km)
Debitul Q = 534 000 ft³/s (15 130 m³/s)
Viteza medie V = 12,6 ft/s (3,8 m/s)

RÎUL PLATTE, Duncan, Nebraska, 25 iunie 1947:



d = 13,7 ft (4,2 m	$\frac{d}{w}$ = 1:160
A = 4 840 ft² (450 m²)	S = 5,6 ft/mile (1,1 m/km)
P = 890 ft (271 m)	Q = 20 300 ft³/s (575 m³/s)
R = 5,4 ft (1,6 m)	V = 4,2 ft/s (1,3 m/s)

Fig. 25.11 Caracteristicile hidraulice ale două cursuri de apă: un fluviu relativ adînc, Columbia, și un rîu relativ puțin adînc, Platte (date furnizate de A. O. Woodford și *U.S. Geological Survey*).

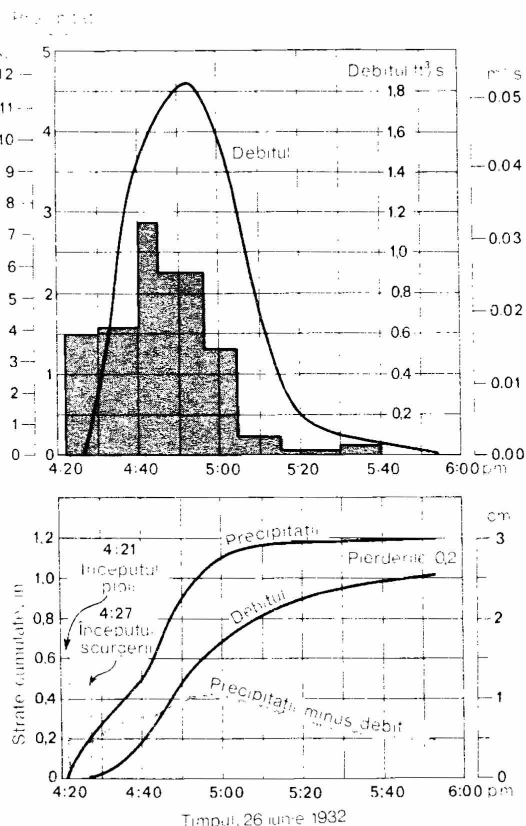


Fig. 25.12 Acest hidrograf arată cantitatea de apă intrată și ieșită într-un bazin de recepție foarte mic (aproximativ 0,4 ha), lîngă Hays (statul Kansas) în timpul unei furtuni cu ploaie, la 26 iunie 1932 (după E. E. Foster, « Rainfall and Runoff »).

Desigur, elementele de comparație din figura 25.11 se aplică numai condițiilor dintr-o anumită zi. Dacă nu dispunem de o mare cantitate de date asupra acestor elemente și asupra multor altor factori pe întregul ciclu anual, nu putem face o comparație semnificativă între cele două rîuri.

Scurgerea rîurilor și precipitațiile

Studiind datele referitoare la debit în raport cu precipitațiile într-un anumit bazin de recepție, hidrologul și-a dat seama de o serie de principii fundamentale privind variațiile debitului în funcție de durata și intensitatea ploii și de mărimea bazinului de recepție.

Să luăm mai întîi un bazin foarte mic, în suprafață de 0,4 ha, pe care cade o ploaie torențială timp de aproximativ o oră. Figura 25.12 este un grafic care arată ce se întîmplă cu apa de la începutul pînă la sfîrșitul ploii. Precipitațiile au fost măsurate cu pluviometrul și sînt indicate prin valori de intensitate (cantitatea căzută în perioade de 5 sau 10 minute). Ploaia a început la 16^h21^m (4:20 p.m.) a fost foarte intensă timp de aproximativ 40 de minute, după care s-a redus rapid, încetînd la aproximativ 17^h40^m. Debitul măsurat în punctul de închidere a micului bazin este reprezentat în fig. 25.12 printr-o curbă lină, gradată în picioare cubice (ft^3) și metri cubi pe secundă. Datorită capacității de infiltrare inițiale mari a solului, toată ploaia a fost la început absorbită în sol sau reținută de neregularitățile terenului. La aproximativ 6 minute după începerea ploii a apărut debitul, crescînd rapid timp de 30 de minute și atingînd valoarea maximă imediat după 16^h50^m, care a scăzut, dispărînd în jurul orei 17^h50^m.

În partea de jos a figurii observăm o altă formă de reprezentare, în care cantitățile de precipitații și scurgerea se acumulează de la început pînă la sfîrșit. Aici atît debitul, cît și precipitațiile sînt reprezentate în inci (cm) de adîncime a apei, astfel încît valorile pot fi scăzute direct. La sfîrșitul ploii, în jurul orei 17^h40^m a căzut o cantitate de 3 cm de apă dar numai 2,5 cm s-au scurs, 0,5 cm pierzîndu-se prin efectul combinat al evaporării și infiltrării. Un principiu important al acestui grafic *(hidrograf)* este acela că în bazinele de recepție mici șiroirea se instalează rapid cu un decalaj de timp redus. Să privim acum hidrografele unor zone mai mari pe perioade mai lungi de timp și să vedem care este efectul dimensiunii bazinului și duratei ploii asupra curgerii rîurilor.

Figura 25.13 este un hidrograf al pîrîului Sugar (statul Ohio), cu un bazin de recepție de 805 km^2. Bazinul pîrîului Sugar — care face parte din bazinul mult mai mare al rîului Muskingum — este prezentat în figura 25.14 pe o hartă ce indică prin izohiete precipitațiile căzute în timpul unei ploi torențiale de 12 ore, de la 6 și 7 august 1935, pentru care s-a construit hidrograful. În bazinul pîrîului Sugar valoarea medie totală a precipitațiilor a fost de 16 cm pe întreaga durată a ploii torențiale, dar cantitatea totală scursă prin rîu a fost de numai 7,5 cm, ceea ce înseamnă că 8,5 cm, adică peste jumătate din apa căzută, a rămas în bazinul de recepție, infiltrîndu-se în sol sau ajungînd la apa subterană sau, pe de altă parte, evaporîndu-se.

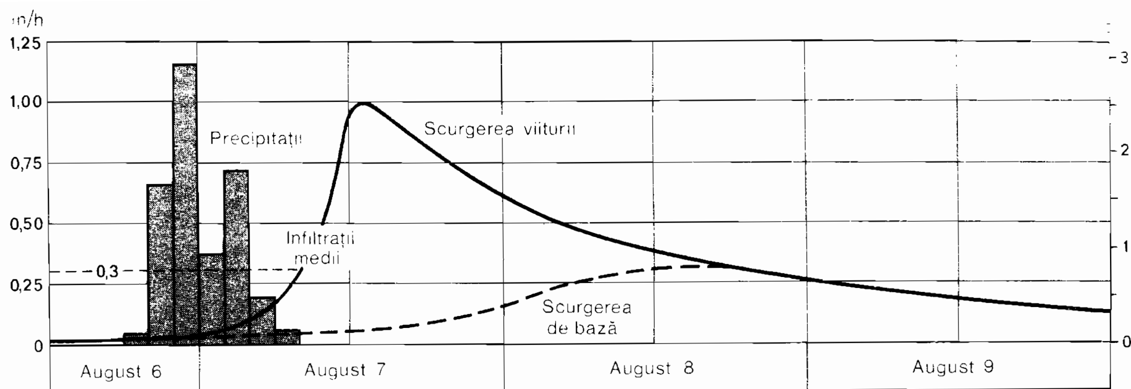


Fig. 25.13 Patru zile de scurgere pe pîrîul Sugar (statul Ohio) ilustrează trecerea unei viituri pe acest curs de apă ce drenează o arie de 805 km² (după Hoyt, Langbein, « Floods »).

Dacă privim graficele precipitațiilor și scurgerii în figura 25.13 vom constata că înainte de declanșarea ploii torențiale pîrîul Sugar avea un debit mic. Acest debit era întreținut prin scurgerea apei subterane în albia rîului — proces prin care se realiza *scurgerea de bază.* După începerea ploii au trecut cîteva ore înainte ca aparatul de la punctul de închidere a bazinului să indice o sporire a debitului. Acest interval se numește ***întîrziere (decalaj)*** și ne arată că sistemul ramificat de albii a acționat ca un rezervor temporar, recepționînd apa mai rapid decît putea ea trece prin sistemul hidrografic pînă la punctul de închidere a bazinului. Scurgerea întîrziată în acest mod la începutul ploii este desemnată prin termenul *acumulare de apă în albii.*

Debitul maxim a fost atins de pîrîul Sugar la aproape 18 ore după începerea ploii sau la aproximativ 6 ore după încetarea ei — un decalaj mult mai mare decît cel observat pe parcela de 0,4 ha studiată anterior (fig. 25.12). Observăm de asemenea că debitul a scăzut mult mai lent decît a crescut. În general, deci, cu cît este mai mare bazinul de recepție, cu atît crește și decalajul în timp dintre punctul maxim al ploii și debitul maxim. Deoarece o mare parte din apa de ploaie intră în pămînt, ajungînd la pînza freatică, se observă în debit și o creștere lentă, dar distinctă, datorată scurgerii de bază.

Scurgerea de bază și scurgerea de suprafață

În regiunile cu climă umedă, unde oglinda apei subterane este înaltă și intersectează de regulă albiile mai importante, hidrografele rîurilor principale vor indica net efectele a două surse de apă: *scurgerea de bază* și *scurgerea de suprafață.* Figura 25.15 este un hidrograf al rîului Chattahoochee din statul Georgia — un rîu mare care drenează un bazin de circa 8700 km², aflat în mare parte în zona sudică umedă a Munților Appalași. Fluctuațiile mari ale debitului sînt produse de scurgerea pe versanți care se formează după perioade ploioase de 1—3 zile. Acestea sînt asemănătoare hidrogra-

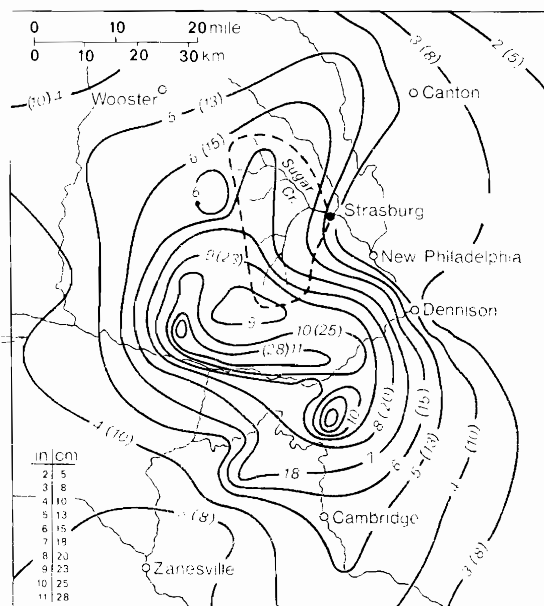


Fig. 25.14 Cu ajutorul izohietelor se poate ilustra relația dintre totalul precipitațiilor și bazinul de recepție al pîrîului Sugar, pentru ploaia torențială din 6—7 august 1935. Valorile echivalente în cm se dau în paranteze (după Hoyt, Langbein, « Floods »).

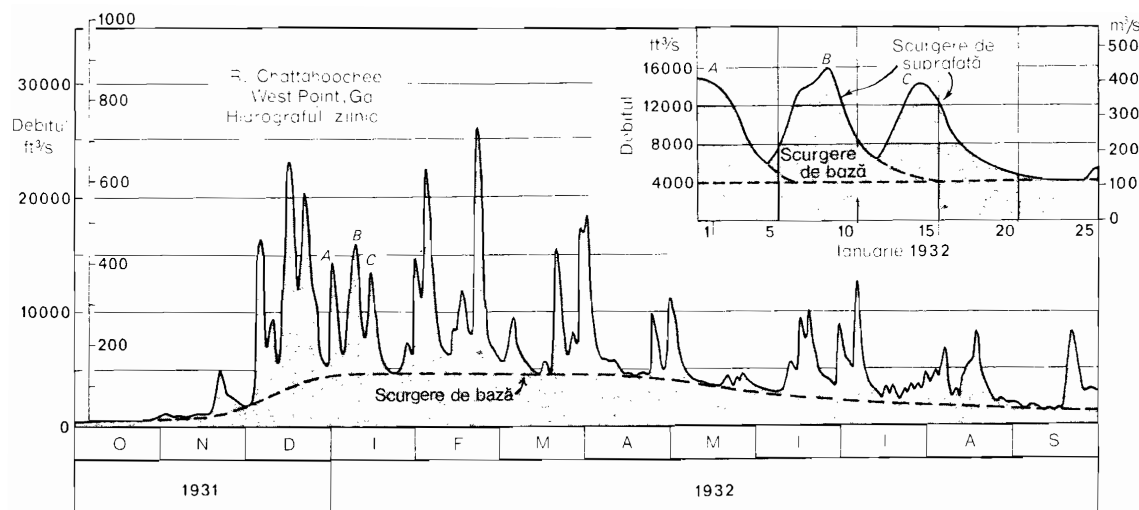


Fig. 25.15 Ploile torențiale individuale produc vîrfuri pronunțate în debitul rîului Chattahoochee (după E. E. Foster, « Rainfall and Runoff »).

fului din figura 25.13, exceptînd faptul că aici sînt mult mai comprimate pe scara cronologică.

După fiecare perioadă ploioasă debitul scade rapid, dar dacă o nouă ploaie torențială are loc la interval de cîteva zile, el atinge un alt punct maxim. Graficul suplimentar, cu detalii pentru luna ianuarie, arată cum se produce efectul respectiv. Dacă ploile torențiale au loc la intervale mari, debitul scade considerabil, pînă la valoarea scurgerii de bază, unde rămîne constant. Pe întreaga durată a anului, debitul de bază, care reprezintă afluxul de apă subterană în rîu, trece printr-un pronunțat ciclu anual. În perioada de reîncărcare (iarna și la începutul primăverii), nivelul stratului acvifer crește, ca și afluxul în rîuri. Pentru Chattahoochee scurgerea de bază rămîne uniformă, la circa 110 m^3/s, pe perioada ianuarie-aprilie. Cînd pierderile masive de primăvară prin evapotranspirație reduc apa din sol și suprimă refacerea apei subterane prin infiltrare (vezi cap. 14), scurgerea de bază scade constant. Scăderea continuă în timpul verii, atingînd spre sfîrșitul lunii octombrie un punct minim cu un debit de circa 30 m^3/s, alimentat exclusiv din scurgerea de bază.

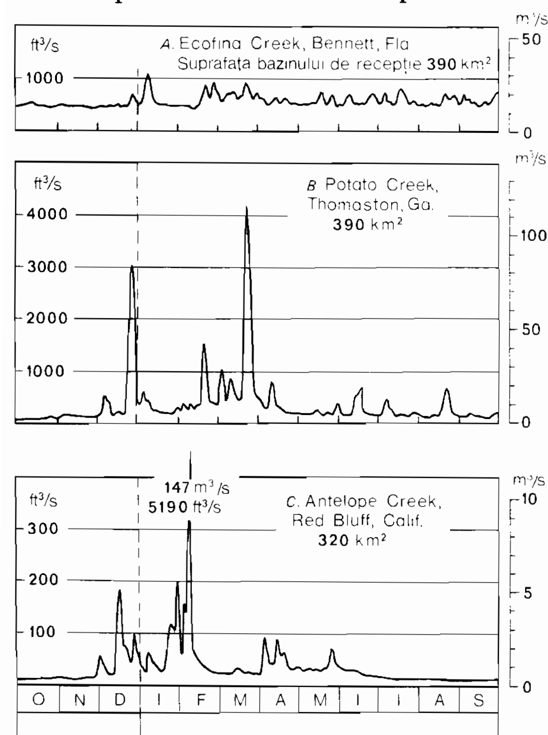


Fig. 25.16 Deosebirile dintre hidrografele acestor trei cursuri de apă se datoresc diferențelor de climă, relief și tip de rocă (după E. E. Foster, « Rainfall and Runoff »)

Cunoscînd trăsăturile climatice și tipurile de rocă, putem aprecia că scurgerea de bază este importantă în regiunile cu precipitații bogate și bine distribuite, dar lipsită de însemnătate sau chiar absentă în regiunile semiaride.

Figura 25.16 prezintă hidrografe comparative pe perioade de un an pentru trei bazine de recepție cu suprafețe aproximativ egale. Cel al pîrîului Ecofina (statul Florida) se

distinge prin faptul că indică o mare scurgere de bază și este lipsit de maxime pronunțate ale debitului. Explicația rezidă, probabil, parțial, în existența unui relief coborît și a unui bazin cu pante line, dar mai ales în prezența rocilor calcaroase carstificate, din substrat. Cea mai mare parte a surplusului de apă pătrunde în sistemul freatic și se descarcă masiv prin canale de dizolvare. Pîrîul Potato (statul Georgia), aflat într-o regiune cu versanți abrupți, prezintă puncte maxime ale debitului în timpul iernii și la începutul primăverii, cînd se înregistrează un surplus de umezeală în sol, iar procentul scurgerilor de suprafață este mare. Pîrîul Antelope, măsurat la Red Bluff (în partea de nord a statului California), prezintă de asemenea debite extreme tipice pentru bazinele de recepție montane, dar absența totală a punctelor maxime din iunie pînă în octombrie reflectă lunga vară secetoasă a climei mediteraneene, în timpul căreia nu se poate menține decît scurgerea de bază.

În sfîrșit, să examinăm hidrograful rîului Missouri la Omaha (statul Nebraska) din octombrie 1940 pînă în septembrie 1942 (fig. 25.17). Acest mare rîu, care drenează un bazin de 840 000 km [2], este unul dintre afluenții principali ai fluviului Mississippi. Notăm că debitul, care variază între 280 și peste 2800 m^3/s, este cu mult mai mare decît debitele rîurilor mai mici de care ne-am ocupat pînă în prezent. Creșteri masive ale debitului se datorează mai ales topirii zăpezilor, care are loc primăvara în regiunea High Plains și la începutul verii în zonele de obîrșie din Munții Stîncoși. Aceste surse explică creșterea bruscă a debitului în perioada aprilie-iunie. La mijlocul iernii, cînd apa din sol a înghețat, iar precipitațiile pe întregul bazin sînt reduse, debitul depășește doar cu puțin scurgerea de bază. Refacerea apei subterane primăvara ridică



Fig. 25.18 Rîul Wabash în timpul inundațiilor lîngă Delphi (statul Indiana) în februarie 1954. Un baraj de ghețuri blochează albia rîului. Șirurile de arbori marchează îndiguirile naturale. Lunca este inundată de ambele părți ale albiei și apa se întinde pînă la baza malului abrupt din stînga.

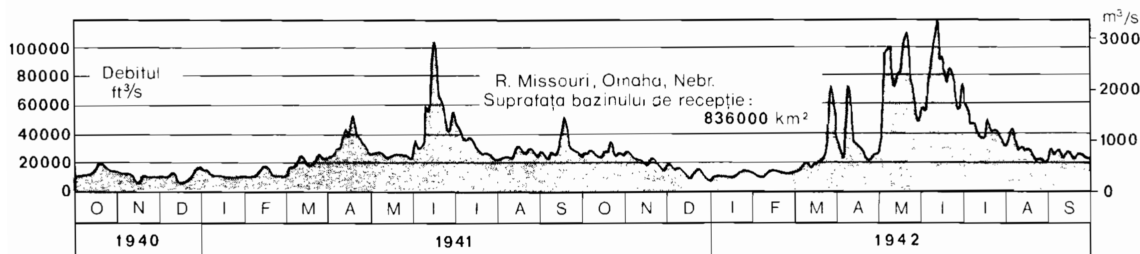


Fig. 25.17 Fluctuațiile anuale ale debitului rîului Missouri urmează un ciclu bine definit (după E. E. Foster, « Rainfall and Runoff »).

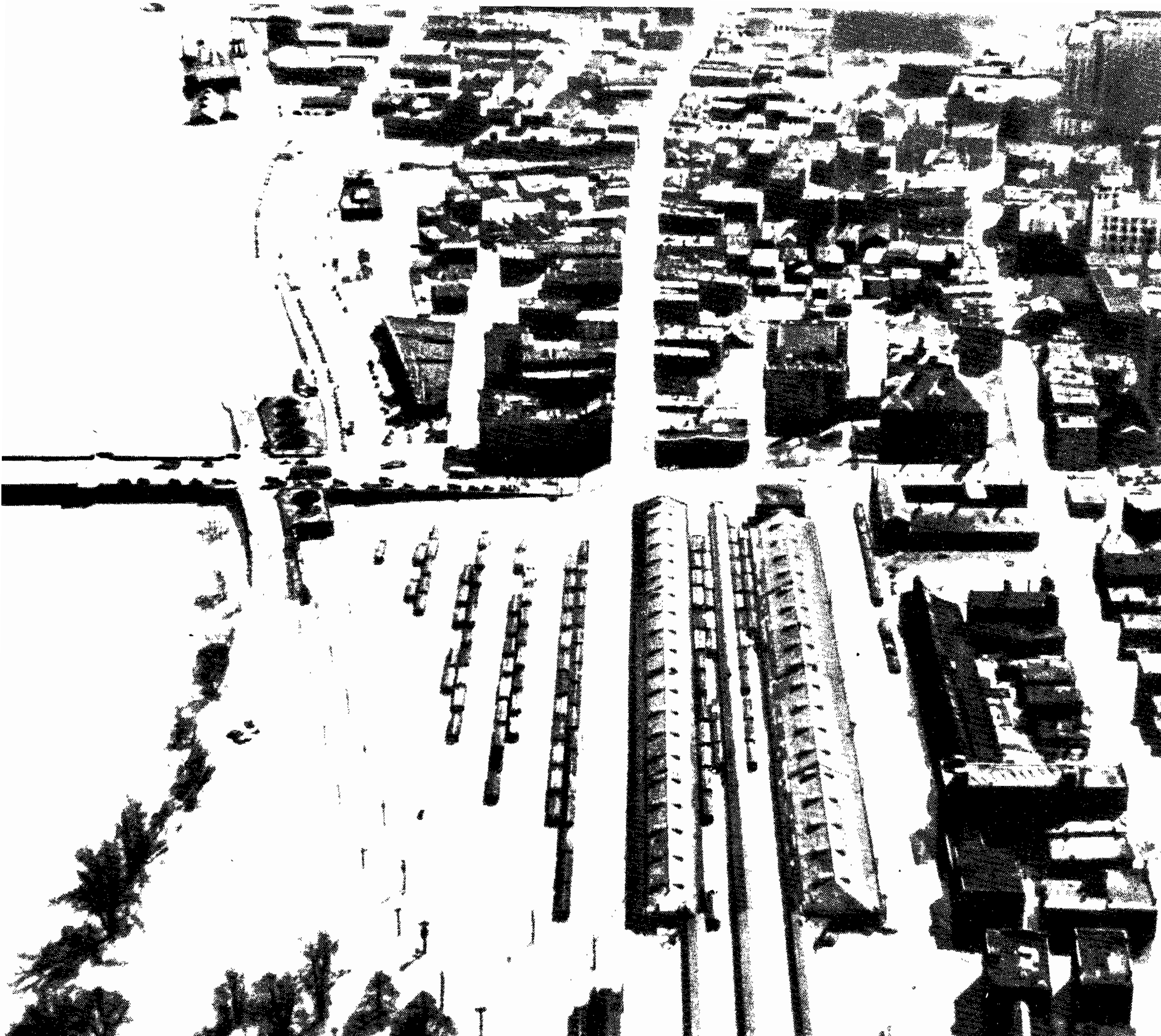


Fig. 25.19 Orașul Hartford a fost parțial inundat de fluviul Connecticut in martie 1936. Albia fluviului se află la stinga, malul fiind marcat prin șirul de copaci.

nivelul de vară al scurgerii de bază la circa 570 m^3/s, adică de 2 sau 3 ori valoarea din timpul iernii.

Inundațiile

În epoca noastră modernă, cu ziare, filme și televiziune, toată lumea a văzut imagini ale diferitelor regiuni afectate de inundații, pentru a-și face o idee despre acest fenomen și despre neajunsurile provocate de forța lui distructivă sau de mîlul și argila pe care le lasă în urmă. Totuși, nici măcar inginerul hidrotehnician n-ar putea, probabil, defini cu exactitate termenul de *inundație*. Este poate suficient să spunem că inundația apare în momentul cînd nivelul unui rîu depășește marginile albiei sale normale, astfel încît se revarsă în zona învecinată, acoperită cu culturi sau pădure. Majoritatea apelor curgătoare au o *luncă* — o fîșie joasă și netedă de teren, care mărginește albia rîului pe o latură sau pe amîndouă —, și pe care apa o inundă anual sau la fiecare doi ani, atunci cînd apa de la suprafață se combină cu efectele nivelului înalt al stratului acvifer, dînd naștere unei scurgeri mai bogate decît poate cuprinde albia (fig. 25.18). Aceste revărsări anuale sau bienale constituie inundațiile, chiar dacă producerea lor este prevăzută și nu împiedică cultivarea ulterioară a terenului sau creșterea pădu-

rilor dese, care sînt larg răspîndite în lunci în toate regiunile umede ale lumii.

În condițiile unor debite și mai mari de apă se pot produce, la intervale de un deceniu sau mai lungi, revărsări dezastruoase care inundă și terenurile aflate deasupra nivelului luncilor, afectînd mai ales zonele cu relief în formă de trepte, cu *terase* (fig. 25.19).

În scopuri practice, Oficiul meteorologic al S.U.A., care dispune de un serviciu de avertizare contra inundațiilor, stabilește un nivel specific pentru diferite puncte, *nivelul de inundație (flood stage)*, care presupune că s-a atins stadiul de unde ne putem aștepta la revărsarea apei. Aproape de acest nivel, rîul este definit ca aflîndu-se la *nivelul de atenție (bankfull stage)* — nivel la care apa se mai află încă în întregime în limitele albiei minore.

Deplasarea undei de viitură

Creșterea nivelului unui rîu pînă la înălțimea maximă (vîrf, culminație) urmată de scăderea treptată a nivelului, se numește hidrograful undei de viitură, uzual, *undă de viitură (flood wave)*. Unda de viitură este formată pur și simplu dintr-o creștere și o scădere accentuată a debitului, de tipul celor analizate în paragrafele de mai sus, și se bazează pe aceleași principii. Figura 25.20, *A* prezintă înaintarea în aval a unei unde de viitură în sistemul fluvial Chattooga-Savannah. Pe rîul Chattooga, lîngă Clayton (statul Georgia), vîrful a fost atins curînd, la o zi după ploaia torențială, după care apa a scăzut rapid. Pe rîul Savannah, la 105 km în aval, în punctul Calhoun Falls (statul South Carolina), vîrful a fost atins o zi mai tîrziu, dar debitul a ajuns la valori mult mai mari, datorită suprafeței sporite a bazinului de recepție. La încă 153 km în aval, lîngă Clyo (statul Georgia) rîul Savannah a atins vîrful la 5 zile după începutul ploii torențiale, cu un debit de peste 1 700 m^3/s. Aceste trei hidrografe arată că: *a*, decalajul în timp pînă la atingerea vîrfului se mărește proporțional cu înaintarea în aval; *b*, întreaga perioadă de creștere și scădere a undei de viitură se lungește în aval și *c*, debitul sporește masiv în aval, pe măsură ce bazinului de recepție i se adaugă suprafețe noi.

Figura 25.20, *B* cuprinde o prezentare oarecum diferită a acelorași date, în sensul că debitul este redat în raport cu o unitate comună de suprafață, mila pătrată, eliminîndu-se astfel efectul măririi debitului în aval și păstrîndu-se doar forma vîrfului viiturii. Cu alte cuvinte, se subliniază decalajul cronologic și rapiditatea atingerii punctului maxim al undei de viitură, fără a se ține seama de debitele totale.

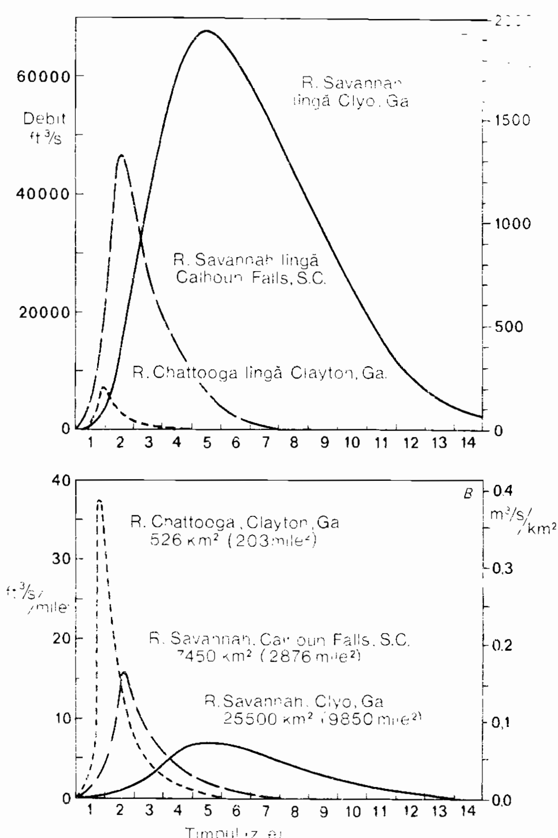
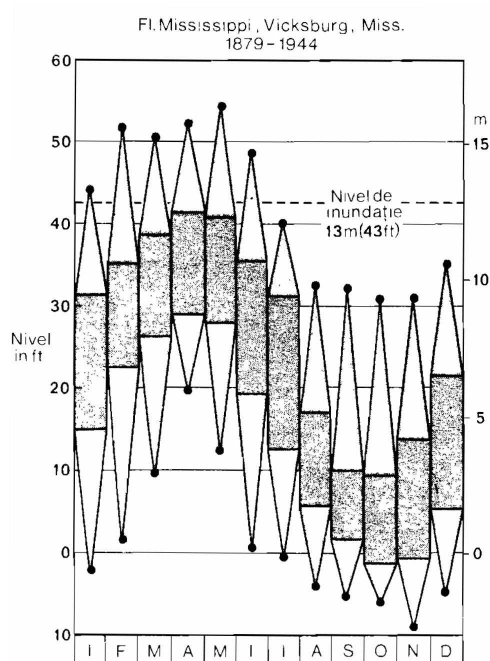
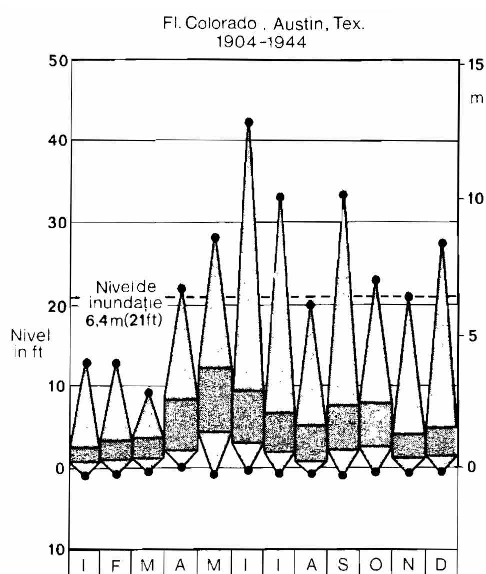


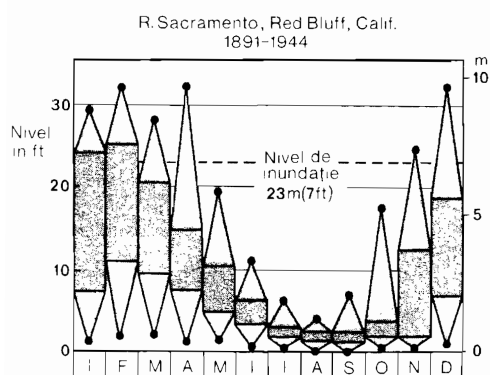
Fig. 25.20 Înaintarea în aval a undei de viitură pe rîul Savannah în statele South Carolina și Georgia este arătată cu ajutorul acestor hidrografe (după Hoyt și Langbein, « Floods »).

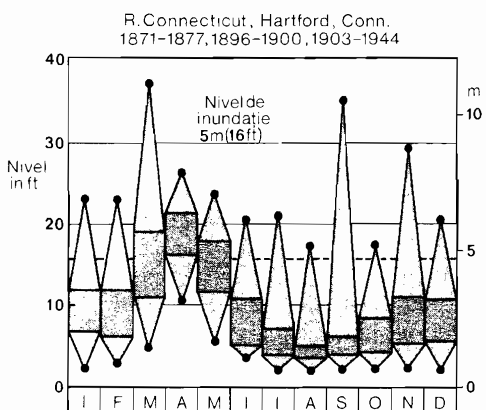
Prognoza inundațiilor (viiturilor)

Oficiul meteorologic al S.U.A. dispune de un serviciu fluvial și de prognoză a inundațiilor, alcătuit din 85 de oficii regionale, situate în puncte strategice pe principalele sisteme fluviale ale țării. Fiecare oficiu emite buletine de prognoză pentru zona respectivă, care poate cuprinde unul sau mai multe bazine mari de recepție. Anunțarea viiturilor este difuzată pe toate căile posibile. Serviciul lucrează în strînsă colaborare cu Crucea Roșie americană. Corpurile de geniu ale armatei S.U.A. și Serviciul de pază a









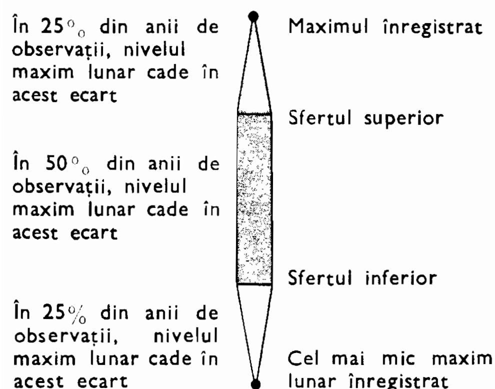


Fig. 25.21 Nivelul maxim al fiecărei luni este dat în procente în aceste diagrame pentru patru cursuri de apă: Mississippi, Colorado, Sacramento și Connecticut.

coastelor S.U.A., asigurînd evacuarea regiunilor amenințate și protecția bunurilor materiale periclitate.

Studii îndelungi și amănunțite asupra scurgerii rîurilor și fluviilor au permis Oficiului meteorologic al S.U.A. să elaboreze grafice ale nivelului de inundație, indicînd probabilitatea formării unor niveluri înalte pentru fiecare lună a anului. Figura 25.21 prezintă graficele de probabilitate pentru patru stațiuni. Semnificația simbolurilor este explicată în legendă.

Fluviul Mississippi (la Vicksburg) oferă exemplul unui mare curs de apă care reacționează puternic la viiturile de primăvară, prezentînd un ciclu anual simplu. Fluviul Colorado (la Austin, în statul Texas) este un curs de apă care drenează cîmpii în majoritate semiaride. Viiturile din timpul verii sînt produse direct de ploile torențiale ce rezultă din invazia maselor umede de aer tropical. Viiturile de la sfîrșitul verii și din timpul toamnei se datorează furtunilor tropicale (uragane), care pătrund pe continent venind dinspre Golful Mexic. Rîul Sacramento (la Red Bluff, în statul California), prezintă o perioadă de viituri iarna, cînd plouă abundent, cu o scădere bruscă pînă la niveluri joase spre sfîrșitul verii, care în fîșia de coastă a Californiei este o perioadă foarte uscată. Graficul de probabilitate a viiturilor pentru rîul Connecticut (la Hartford) indică două perioade de viituri. Un grad mai mare de probabilitate îl prezintă cea de la începutul primăverii, cînd zăpezile se topesc rapid în regiunea muntoasă din New England. Cea de-a doua perioadă survine toamna, cînd ploi torențiale rare dar puternice, unele provenind din uragane, dau naștere unor niveluri excepțional de mari. Astfel, nivelul critic excepțional de mare de inundație pentru septembrie s-a datorat uraganului din 21—23 septembrie 1938, care a adăugat o cantitate enormă de apă scurgerii albiilor ce erau deja umplute de ploile din 18—20 septembrie pînă la nivelul de atenție.

Lupta contra inundațiilor

Avînd experiența repetării unor inundații dezastruoase, omul a cheltuit mari sume de bani pentru a lua o serie întreagă de măsuri, menite să reducă și să prevină inundațiile. Aspectele economice, sociale și politice ale luptei împotriva inundațiilor depășesc cadrul lucrării de față, dar putem menționa cîteva principii referitoare la această problemă. Cele două forme esențiale de combatere sînt: *a*, reținerea și întîrzierea prin diferite mijloace a scurgerii de pe versant și din afluenții mai mici ai bazinului de recepție; și *b*, modificarea cursului inferior al rîurilor, unde este probabilă inundarea luncilor.

Prima formă de combatere presupune „tratarea" versanților, de regulă prin reîmpădurire sau prin crearea unui alt tip de înveliș vegetal, care să sporească intensitatea infiltrației și să reducă scurgerile pe versanți. Această acțiune combinată cu construirea de numeroase baraje de reținere a viiturilor pe fundul văilor, poate reduce masiv vîrful viiturilor, permițînd debitului să fie canalizat de rîul principal într-o perioadă mai lungă de timp.

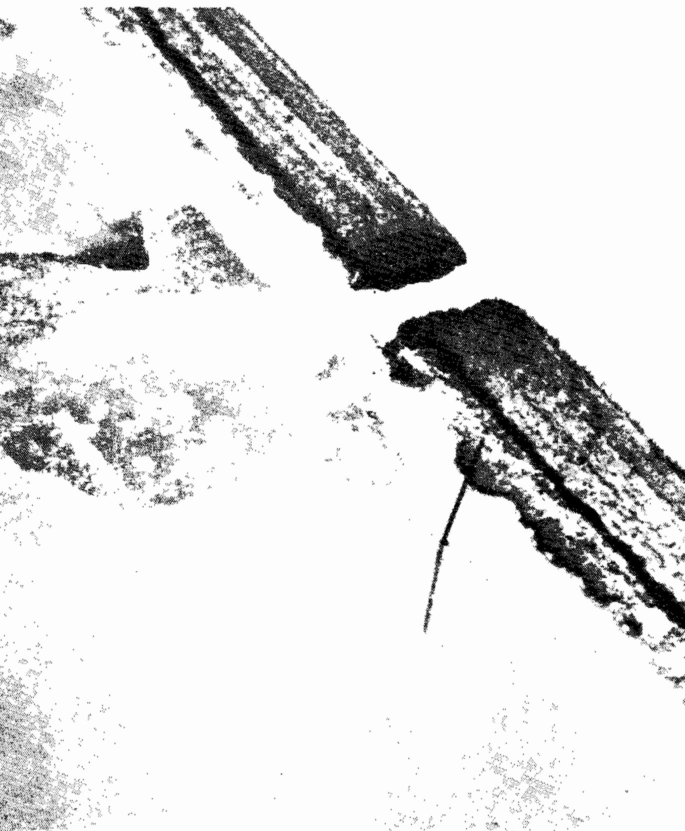
În cadrul celui de-al doilea tip de combatere a inundațiilor, menit să protejeze zonele de luncă, se pot aplica două sisteme diferite. În primul caz, prin construirea de zăgazuri sau diguri paralele cu albia rîului pe ambele laturi ale acesteia, pot fi împiedicate revărsările și, implicit, inundarea luncii învecinate (fig. 25.22). Acestea sînt îndiguiri late, clădite din pămînt și proiectate cu multă grijă pentru a rezista la presiunea apei și a fi destul de înalte ca să facă față și la cele mai mari viituri, căci altfel apa le va sparge rapid, formînd breșe, prin care apa se va revărsa mai departe (fig. 25.23). Sub auspiciile Comisiei pentru fluviul Mississippi (creată în 1879), un vast sistem de îndiguiri a fost construit de-a lungul fluviului Mississippi, cu scopul de a reține orice viitură posibilă. Figura 25.22 înfățișează o asemenea îndiguire în timpul inundațiilor din 1903, cînd în statul Louisiana barajul a trebuit să fie suplimentat cu scînduri și saci de nisip pe o distanță de 114 km pentru a împiedica revărsarea. Digurile au fost permanent îmbunătățite și totalizează acum peste 4000 km în lungime, fiind pe alocuri înalte pînă la 10 m. Baraje suplimentare ridicate pe cîmpiile mai joase aluviale din deltă formează canale prin care debitul în exces poate fi deviat direct spre mare.

Cel de al doilea sistem, practicat în anii din urmă pe fluviul Mississippi de Corpurile de geniu al Armatei S.U.A., prevede scurtarea cursului apei prin secționarea marilor bucle ale meandrelor cu ajutorul unor canale care să asigure o scurgere mai directă. Această scurtare are ca efect mărirea



Fig. 25.22 Fotografie veche arătînd îndiguirea artificială a fluviului Mississippi lîngă Grenville (statul Mississippi) în timpul marilor inundații din martie 1903. Printr-o spărtură (marcată cu X) apa se revarsă în lunca mai joasă din stînga.

Fig. 25.23 Fotografie aeriană luată în aprilie 1952, prezentînd o spărtură în digul artificial ridicat pe rîul Missouri în vestul statului Iowa. Apa se revarsă din rîu în lunca mai joasă din stînga (foto Forsythe).



pantei și, implicit, mărirea vitezei medii. Viteza sporită permite trecerea unui debit de viitură dat printr-o albie cu suprafață mai mică a secțiunii, iar nivelul de inundație scade corespunzător. Ameliorarea albiei a contribuit la reducerea vîrfurilor viiturilor pe cursul inferior al fluviului Mississippi, micșorînd pericolul de revărsare peste îndiguiri. Anumite porțiuni de luncă au fost de asemenea lăsate ca bazine temporare, spre care este deviată apa fluviului pentru a reduce vîrful viiturilor. Această revărsare planificată se practică în zonele mai slab populate ale luncii.

Aspecte geologice privind apele subterane

Relația dintre apa din sol și apa subterană, ca și deosebirea dintre zonele de aerație și saturație au fost tratate pe scurt în capitolul 14. Vom discuta acum distribuția și deplasarea apei subterane, cu aspectele lor geologice și practice. Tabelul 25.1 rezumă disponibilitățile de apă ale Pămîntului, prilejuindu-ne o comparație între cantitatea totală de apă subterană și din sol (apă subsuperficială) și cea care constituie apa de pe suprafața uscatului (ghețari de calotă și ghețari montani, umezeală atmosferică și apă oceanică). Observăm că apa subterană depășește cu mult ca volum apa din lacuri, fiind însă la rîndul ei depășită cel puțin triplu de apa care intră în constituția ghețarilor montani și calotelor glaciare. În cadrul apelor subterane distingem apa pînă la 0,8 km, care este relativ ușor de extras pentru nevoile omului, și apa situată sub adîncimea de 0,8 km, care adesea nu poate avea utilizări practice.

Spațiile poroase și apa subterană

Apa subterană poate satura numeroase tipuri de formațiuni geologice, de la scoarța de alterare relativ moale (reziduală sau transportată) pînă la roca din substrat dură, de diverse origini. Termenul de *porozitate* se referă la volumul total al golurilor prezente într-un volum dat de rocă. Porozitatea poate da indicații asupra cantității de apă ce se poate acumula în roci. Cunoștințele noastre de petrografie ne permit să înțelegem diversitatea de porozități ce se poate întîlni. Dintre rocile sedimentare au o porozitate mare rocile clastice cu granulație grosieră — gresiile și conglomeratele —, iar o porozitate foarte mare vom

TABELUL 25.1 DISTRIBUȚIA RESURSELOR POTENȚIALE DE APĂ ALE TERREI*

Amplasarea	Suprafața km²	Volumul km³	% din total
Apă de suprafață			
Lacuri cu apă dulce	860 000	125 000	0,009
Lacuri sărate și mări interioare	700 000	104 000	0,008
Cantitate medie în rîuri și fluvii	—	1 250	0,0001
Apă subsuperficială			
Umezeala din sol și apa din zona intermediară	130 000 000	67 000	0,005
Apă subterană pînă la adîncimea de 0,8 km	130 000 000	4 200 000	0,31
Apă subterană de adîncime	130 000 000	4 200 000	0,31
Total apă lichidă pe uscat	132 000 000	8 600 000	0,641
Calote glaciare și ghețari montani	18 000 000	29 200 000	2,15
Atmosferă	510 000 000	13 000	0,001
Oceanul planetar	360 000 000	1 322 000 000	97,2
Totaluri (rotunjite)		1 360 000 000	100

* Date furnizate de dr. Raymond L. Nace, U. S. Geological Survey, 1964.

găsi la materialul detritic compus din nisip, pietriș și bolovani, adus de rîuri sau de curenții litorali. Șisturile argiloase au o porozitate relativ mică (sînt compacte); pe de altă parte, argila moale și mîlul au porozitate mare, dar porii lor sînt extrem de mici. Calcarele pot prezenta cavități mari, de pildă peșteri, produse prin dizolvarea rocii. Lavele scoriacee au și ele în general porozitate mare.

Rocile compacte masive, cum sînt cele eruptive și metamorfice, au spații poroase foarte mici (sau chiar lipsesc) între cristalele individuale ale mineralelor, dar existența a numeroase fracturi (fisuri și falii) creează posibilitatea formării unei rețele de goluri în care apa se poate acumula și prin care poate circula. Planurile de stratificație ale sedimentelor pot crea, de asemenea, alte căi de acces și circulație ale apelor de infiltrație.

Cît de adînc se extinde în pămînt zona apei subterane? Nu putem da un răspuns general valabil la această întrebare, dar experiența arată că în puțurile adînci, cantitatea de apă scade foarte mult la adîncimi de peste 3,2 km. Mai mult, geologii au stabilit că, la peste 16 km, roca suportînd presiuni foarte mari cedează apa datorită unei scurgeri lente, care închide ermetic toate cavitățile naturale, împiedicînd astfel pătrunderea sau rămînerea apei în rocă. Această zonă poate fi numită *regiunea de curgere a rocilor*, ea delimitînd extinderea în adîncime a apei subterane (fig. 14.8).

În afară de porozitate, un alt factor care influențează circulația apei subterane prin roci este *permeabilitatea*, care se referă la mărimea golurilor existente în masa rocii. Desigur, porii unei roci, chiar dacă sînt mari, nu vor permite trecerea liberă a apei, dacă sînt izolați de vecinii lor prin materie minerală. Gradul de interconectare a golurilor este deci important în determinarea permeabilității. În al doilea rînd, mărimea golurilor influențează puternic viteza de scurgere. Nisipurile grosiere, pietrișurile și bolovănișurile permit o scurgere rapidă, fiind astfel clasate ca materiale foarte permeabile. Porii capilari ai argilei împiedică circulația apei, astfel încît argilele și rocile cu un mare conținut de argilă sînt considerate practic *impermeabile*. Deși rocile eruptive intruzive sînt impermeabile, pot constitui totuși mase foarte permeabile dacă sînt puternic fisurate, fracturate sau alterate.

Nivelul hidrostatic

Apa subterană se extrage în scopul folosirii ei de către om, prin puțuri săpate sau forate la adîncimi foarte variate. În fîntînile obișnuite, nu prea adînci, apa se ridică la o înălțime a cărei limită superioară de

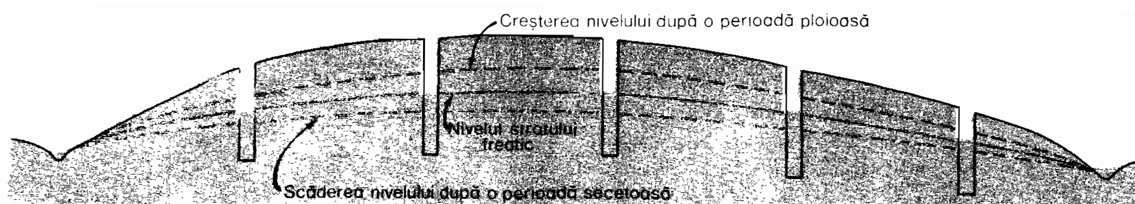


Fig. 25.24 Nivelul stratului freatic (nivelul hidrostatic) urmăreşte suprafaţa topografică.

saturaţie este de fapt limita superioară a franjei capilare şi se numeşte *nivel hidrostatic*, iar zona saturată se numeşte *strat acvifer freatic* (vezi cap. 14).

Dacă într-o regiune au fost săpate numeroase puţuri, poziţia nivelului apei poate fi cartată amănunţit prin stabilirea înălţimilor coloanelor de apă din fiecare puţ şi a diferenţelor de cote dintre puţuri. În acest caz se observă de regulă că nivelul apei este mai ridicat sub regiunile mai înalte ale suprafeţei (dealuri, cumpene de ape) şi mai coborît în dreptul văilor, unde poate ieşi la suprafaţă, în apropierea rîurilor, lacurilor sau mlaştinilor. Această configuraţie a stratului freatic se explică prin faptul că apa ce se infiltrează descendent prin zona de aeraţie tinde să ridice nivelul apei, pe cînd infiltrarea laterală în rîuri, lacuri şi mlaştini tinde să reducă nivelul apei subterane.

Deoarece apa subterană se mişcă extrem de lent, apar diferenţe de nivel (căderi) în stratul freatic între zonele înalte şi cele joase. În perioadele cu ploi excesive, această diferenţă este accentuată prin ridicarea nivelului apei în regiunile înalte (cumpenele apelor); în perioadele secetoase acest nivel coboară lent (fig. 25.24). Fluctuaţii mari de acest fel apar în mod obişnuit numai în perioadele cu ploi abundente sau cu perioade de secetă ce durează cîţiva ani; în regiunile umede de la latitudinile medii cu contraste sezoniere accentuate, găsim un ciclu anual distinct de ridicare şi coborîre a nivelului hidrostatic. Acest ciclu este ilustrat de reprezentarea grafică a nivelului apei freatice şi precipitaţiilor pe luni, pentru un puţ de observaţie săpat la Washington D.C. (Datele se referă la anii 1909—1931, care au fost ani neobişnuit de secetoşi) (fig. 25.25). Observăm că nivelul apei a coborît continuu spre sfîrşitul anului 1929, în ciuda ploilor considerabile din septembrie şi octombrie. Această situaţie se explică prin faptul că stratul de sol şi stratul intermediar au absorbit şi reţinut toată apa infiltrată, nepermiţîndu-i să ajungă la stratul freatic propriu-zis. Spre sfîrşitul iernii, totuşi, cantităţi apreciabile de apă au început să satureze stratele superioare din zona de aeraţie şi astfel să ridice nivelul hidrostatic. Această ridicare ilustrează *refacerea* stratului acvifer prin infiltrări ale apei de la suprafaţă. La începutul verii 1930 nivelul apei a scăzut din nou, deoarece pierderile de umezeală prin evapotranspiraţie reduseseră cantitatea de apă din sol, astfel încît toată apa de ploaie căzută a fost absorbită de acesta, nemaiputîndu-se infiltra pînă în zona de saturaţie. În primăvara anului 1931 stratul freatic a prezentat din nou creşteri de nivel.

Strate acvifere, strate acviclude şi ape arteziene

După modul cum rocile formează strate orizontale sau uşor înclinate, în relaţiile rocă-apă se pot naşte deosebiri faţă de configuraţia simplă prezentată în figura 25.24, în care am avut în vedere existenţa unor formaţiuni geologice uniforme. Să presupunem, de pildă, că regiunea este formată din depozite sedimentare, în care gresia sau nisipul alternează cu şisturi argiloase (fig. 25.26). Nisipul este o rocă poroasă şi permeabilă, constituind un mare rezervor de acumulare a apei subterane, prin care aceasta se poate deplasa uşor. Asemenea rocă se numeşte *acviferă*. Prin contrast, un strat de şist argilos cu permeabilitate mică împiedică practic circulaţia apei subterane, în acest caz avînd de-a face cu un strat impermeabil sau *acviclud*. În cazul particular din figura 25.26 un strat subţire de şist argilos a împiedicat infiltrarea pe verticală a apei spre stratul acvifer principal de dedesubt, formînd *un*

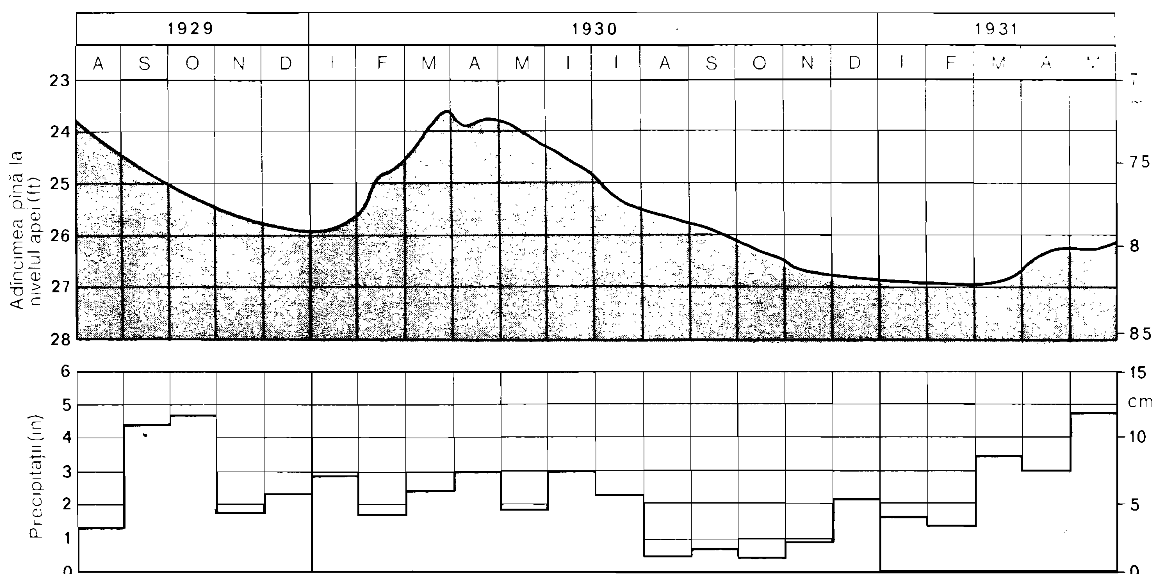


Fig. 25.25 Nivelul apei prezintă fluctuații sezoniere într-un puț de observație din orașul Washington (după Meinzer, « The Berkey Volume », 1950).

strat acvifer suspendat, despărțit de cel principal printr-o zonă de aerație. În punctul unde stratul acvifer suspendat întîlnește peretele văii apare un *izvor* (aflorimentul stratului acvifer subteran).

Majoritatea izvoarelor naturale sînt firicele de apă ce trec adesea neobservate sub covorul dens de vegetație. Sînt situații totuși, cînd ele pot avea un debit mare de apă, cum sînt în zonele unde un strat acvifer avînd o suprafață de alimentare foarte întinsă poate aflora într-o vale adîncă sau canion (fig. 25.27). Dacă stratele sînt înclinate poate apărea o situație favorabilă formării *puțurilor arteziene*, în care apa se ridică la suprafață prin propria ei presiune. În figura 25.28 ni se înfățișează schematic o asemenea situație (exagerarea pe verticală este mare tocmai pentru a demonstra principiul). Capul de strat erodat al unui orizont de nisip acvifer preia apa dintr-o zonă înaltă. De aici, apa pătrunde adînc pînă sub fundul văii unde, suportînd presiunea mare exercitată de coloana de apă de deasupra, poate țîșni la suprafață printr-un puț forat în stratul impermeabil de șist pînă la nisipul acvifer. Curgeri similare apelor arteziene pot apărea natural dacă stratele sînt afectate de planuri de falii care permit ridicarea apei prin orizonturile șisturilor argiloase. Pentru cîmpiile litorale vom prezenta o diagramă mai realistă a condițiilor geologice de formare a fîntînilor arteziene (fig. 32.8).

Pomparea, scăderea și refacerea nivelului

De o importanță crescîndă în geografia economică este influența pe care o exercită asupra nivelului apei activitatea societății de exploatare a apei subterane. Forarea unui mare număr de puțuri prin care apa este extrasă masiv cu ajutorul pompelor puternice, a influențat profund echilibrul natural de scădere și refacere a apei subterane, aceasta reprezentînd în fond o parte din ciclul hidrologic. Creșterea populației urbane și dezvoltarea industriei necesită o aprovizionare sporită cu apă, care nu poate fi totdeauna satisfăcută prin construcția de noi rezervoare cu apă de suprafață.

În regiunile agricole cu climă semiaridă și de deșert, cea mai mare importanță pentru irigații o prezintă apa obținută din

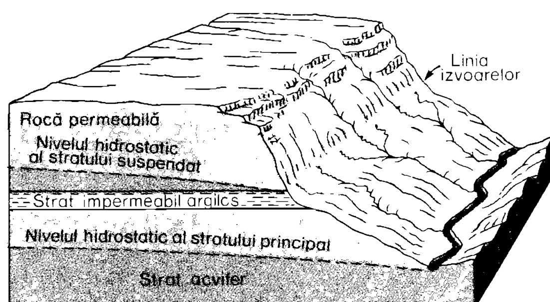


Fig. 25.26 Pentru formarea unui strat acvifer suspendat sînt necesare condiții geologice speciale.



Fig. 25.27 Thousand Springs — «cele o mie de izvoare» (statul Idaho) pe latura nordică a canionului format de rîul Snake, în fața locului de vărsare a rîului Salmon. Alimentate dintr-o scorie bazaltică, ele se întind pe 0,8 km și au un debit aproape constant de 14 m³/s (foto I. C. Russell, *U.S. Geological Survey*).

puțuri cu ajutorul pompelor, cu atît mai mult cu cît majoritatea sistemelor de ape curgătoare au fost deja introduse în rețeaua de irigații. Puțurile pot fi forate și pe diferite proprietăți agricole sau industriale, pentru a furniza apă, fără să mai fie nevoie să se construiască canale sau apeducte costisitoare. Vom trata aici cîteva principii legate de funcționarea puțurilor, pentru a oferi o bază de înțelegere a problemelor economice și juridice complexe legate de exploatarea apei subterane.

Pe vremuri, micile puțuri care furnizau apa necesară pentru nevoile gospodărești sau agricole erau săpate cu mîna, în formă cilindrică și căptușite cu zidărie unde era cazul. Astăzi, puțul modern care furnizează apă potabilă industrială și pentru irigații este forat cu utilaje speciale care pot săpa o gaură de 30—40 cm (sau mai mult) în diametru, pînă la adîncimi de peste 300 m. Puțurile forate sînt tubate cu coloane de metal, care nu permit pătrunderea apei impure de la suprafață și împiedică înfundarea lor prin surparea pereților. În dreptul stratului acvifer, coloana este perforată, creîndu-se astfel o suprafață activă de intrare a apei. Debitul unui puț sau izvor se exprimă în metri cubi pe oră sau litri pe secundă. El poate varia de la cîțiva metri cubi pe zi pentru un puț gospodăresc, pînă la mii de metri cubi pe zi pentru marile puțuri industriale sau de irigații.

În majoritatea cazurilor pentru exploatarea puțurilor se folosesc pompe puternice, care scot apa mai rapid decît posibilitățile de refacere a rezervei de apă, ceea ce face ca debitul să fie limitat de proprietățile stratului acvifer și nu de capacitatea utilajului de pompare. Figura 25.29 ne prezintă efectele unei pompări rapide. Viteza cu care intră apa în puț depinde de permeabilitatea rocii acvifere, care limitează viteza de circulație a apei prin stratul acvifer din zonele înconjurătoare. În orice caz, viteza de deplasare a apei subterane este extrem de lentă în comparație cu cea a rîurilor. S-a apreciat că apa subterană se poate deplasa cu o viteză de 1,5 m pe zi printr-o formațiune în care s-au forat puțuri cu debit bogat, și că în unele cazuri excepționale în stratele de bolovănișuri viteza poate atinge 10—20 m pe zi. Pe de altă parte, în argilele dense și în șisturile argiloase, viteza este extrem de mică.

Dacă debitul pompat depășește capacitatea de intrare a apei în puț, nivelul scade, și pe o anumită arie înconjurătoare ia forma unei suprafețe conice—*con de depresiune*—, a cărei înălțime se numește *denivelare* (fig. 25.29). Prin formarea unei pante mai înclinate a nivelului în timpul pompării, curgerea apei subterane către puț va furniza o cantitate sporită de apă. Această situație nu este însă valabilă decît pentru o denivelare limitată, dincolo de care debitul nu mai crește. Conul de depresiune se poate extinde pînă la o distanță de 13—16 km, sau chiar mai mult față de un puț cu pompare intensă și continuă. Dacă există mai multe puțuri în funcțiune, prin intersectarea conurilor lor se ajunge la o scădere

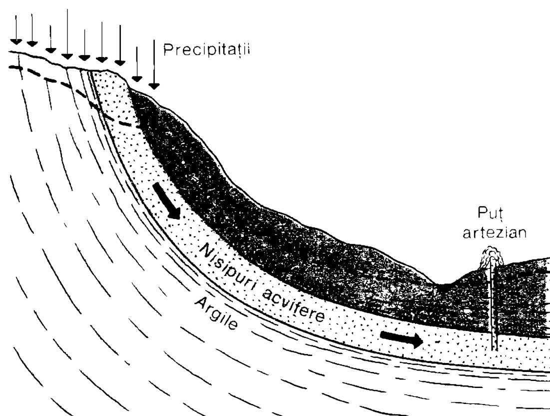


Fig. 25.28. Reprezentarea schematică a condițiilor geologice care pot da naștere la ape arteziene.

generală a nivelului apei. Consumul depășește adesea cu mult viteza de refacere a apei subterane din regiunea respectivă prin infiltrări din precipitații sau din albiile rîurilor.

În regiunile aride o mare parte a apei subterane folosite pentru irigații se obține din puțuri săpate în nisipurile și pietrișurile care constituie depuneri în zone depresionare ale materialului de tip *aluvionar*. (Vom discuta acest lucru mai pe larg în capitolul 26.) Reglementarea acestor formațiuni depinde de debitele sezoniere de apă furnizate de rîurile ce-și au obîrșia în munții învecinați. Acolo unde există asemenea depozite foarte permeabile, extragerea apei subterane prin pompare poate depăși cu mult capacitatea de realimentare din rîuri. Conurile de depresiune se adîncesc și se lărgesc, ceea ce face necesară forarea de puțuri mai adînci și de pompe mai puternice. Dacă exploatarea este continuă se ajunge la epuizarea acestei resurse naturale, care nu se poate reface decît după lungi perioade de timp. În regiunile umede, cu precipitații anuale bogate (70—125 cm), realimentarea se efectuează prin infiltrare generală în terenul din jurul puțului. Aici se poate atinge ușor un echilibru între exploatare și refacere printr-o pompare controlată și prin returnarea apelor reziduale sau a apelor din rîuri spre stratele permeabile subterane cu ajutorul altor puțuri de drenaj, în care apa curge mai degrabă în jos decît în sus.

Descărcarea naturală a apei subterane

Faza subterană a ciclului hidrologic se încheie atunci cînd apa iese la suprafață de-a lungul liniilor de intersecție ale stratului purtător de apă cu suprafața topografică. Aceasta se întîmplă în albiile rîurilor și pe fundul lacurilor sau al mlaștinilor. Prin formarea izvoarelor iese la suprafață o cantitate de apă suficientă pentru a contrabalansa cantitatea de apă care pătrunde în subteran prin infiltrare.

Contrar celor ce s-ar putea crede, nu toată apa subterană se deplasează direct dinspre cumpăna apelor, pe traseele de curgere, numai la partea sa superioară. Dacă s-ar întîmpla acest lucru, porțiunile inferioare ale masei de apă subterană ar deveni stagnante. Fără o anumită curgere, chiar și extrem de lentă, a apei subterane nu s-ar putea produce unele fenomene geologice, ca

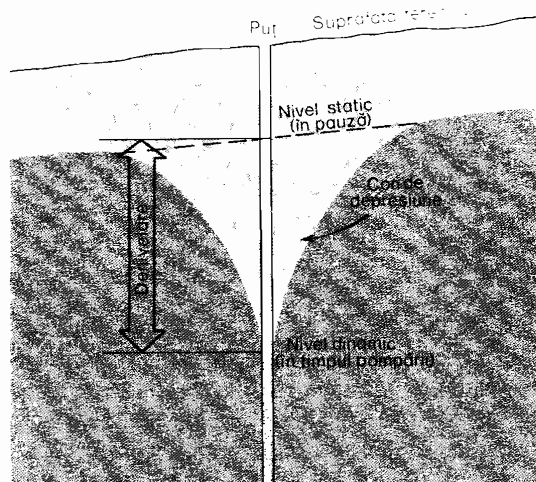


Fig. 25.29. Denivelarea și conul de depresiune într-un puț în timpul pompării.

de pildă cimentarea rocilor și transferul substanțelor minerale dizolvate dintr-un loc într-altul.

Figura 25.30 prezintă traseele teoretice de curgere ale apei subterane, calculate pe baza principiilor fundamentale ale fizicii fluidelor. Apa urmează trasee curbate concav spre suprafață. Apa care intră pe versant la jumătatea distanței dintre cumpăna apelor și rîuri curge aproape direct. În dreptul cumpenei apelor, liniile de curgere pătrund aproape drept pînă la mari adîncimi, de unde se recurbează ascendent spre puncte situate sub rîuri. Mișcarea de-a lungul acestor căi profunde pare a fi extraordinar de lentă; cea de lîngă suprafață pare a fi mai rapidă. Viteza cea mai mare totuși se întîlnește lîngă linia de descărcare în rîu, unde săgețile converg.

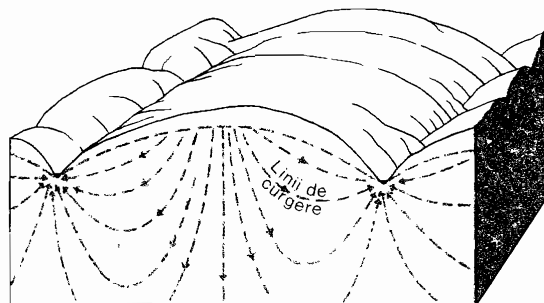


Fig. 25.30 Liniile teoretice ale circulației apelor subterane sub zonele de interfluviu și sub văi (după M. K. Hubbert).

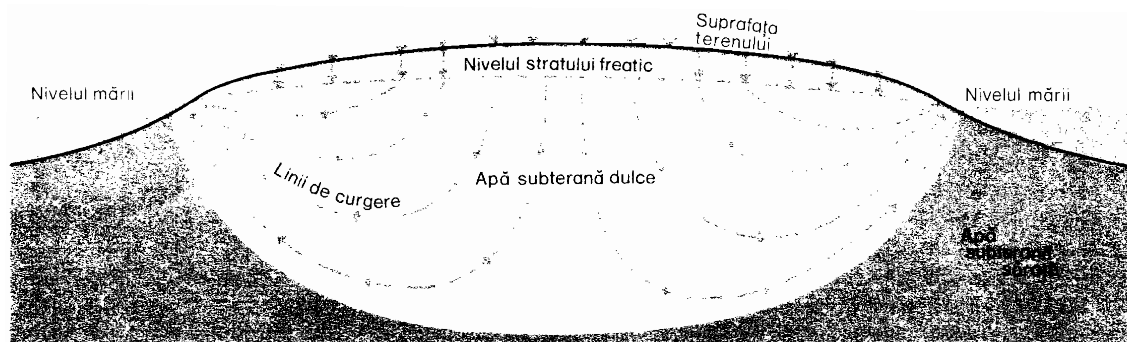


Fig. 25.31. Relațiile apă dulce-apă sărată într-o insulă sau peninsulă (după G. Parker).

Pentru geografia economică a regiunilor litorale, relația apă dulce-apă sărată prezintă o mare importanță, deoarece puțurile săpate lîngă țărm pot da de apă dulce, sau, prin exploatare excesivă, pot determina pătrunderea apei sărate, care le face inutilizabile. Figura 25.31 reprezintă o diagramă idealizată pentru o insulă sau o peninsulă îngustă. Masa de apă subterană dulce ia forma unei gigantice lentile cu fețe convexe; fața superioară prezintă o curbă largă, pe cînd cea inferioară, care este în contact cu apa subterană sărată, se bombează mult în jos. Deoarece apa dulce este mai puțin densă decît cea sărată, ne putem imagina această lentilă de apă dulce ca plutind pe apa sărată, pe care o împinge în jos, cam în felul în care coca unui transatlantic împinge în lături apa înconjurătoare. Raportul densităților apei dulci și apei sărate este de 40/1. Ca atare, dacă nivelul hidrostatic este, să zicem, la 10 metri deasupra nivelului mării, fundul lentilei de apă dulce se va afla la 400 metri sub nivelul mării, adică la o adîncime de 40 ori mai mare decît înălțimea oglinzii apei deasupra nivelului mării.

Apa subterană dulce pătrunde sub mare pe o anumită distanță dincolo de linia țărmului. Deși apa subterană sărată este stagnantă, apa dulce urmărește traseele curbe indicate prin săgeți în figura 25.31. Dacă apa este pompată excesiv din puțuri săpate lîngă țărm, linia de contact dintre apa dulce și cea sărată se deplasează spre uscat, putînd intersecta puțurile și amesteca cu apa dulce. Într-o asemenea situație, singura cale de urmat este să se suspende pomparea, permițînd apei dulci să readucă lent linia de contact în poziția inițială de lîngă mare, sau să creeze o barieră de reîncărcare între puțuri și țărm, după care pomparea poate reîncepe, dar de o intensitate mai mică.

Capitolul 26
Relieful fluviatil

DEPARTE DE A FI SIMPLE SISTEME prin intermediul cărora este drenat surplusul scurgerii, apele curgătoare constituie importanți agenți modelatori ai reliefului. fiind și principalii factori care asigură transportul de substanță minerală de pe uscat în oceane. Acest rol jucat de rîuri în procesul de denudație îl interesează nu numai pe geomorfolog, care studiază formele de relief ce iau naștere în acest mod, ci și pe specialistul în geologie istorică, deoarece formațiunile sedimentare ce aparțin erelor geologice vechi reprezintă adesea depuneri ale materialului detritic adus de rîuri din regiunile de uscat mai vechi.

Activitatea de modelare a rîurilor

Activitatea de modelare a rîurilor comportă trei aspecte strîns legate între ele: *eroziunea*, *transportul* și *depunerea*. Eroziunea fluviatilă constă în evacuarea treptată a substanței minerale de pe fundul și laturile albiei, care poate fi săpată în roca subiacentă, în materialul scoarței de alterare rămas pe loc sau transportat. Transportul presupune deplasarea particulelor erodate, fie prin tîrîre pe fundul albiei, prin suspensie în apa rîului sau în soluție. Depunerea este acumularea treptată a particulelor transportate în albia rîului sau în luncă, ca și pe fundul apei stătătoare în care rîul se varsă. Evident, eroziunea presupune existența acțiunii de transport, urmînd ca particulele transportate să fie neapărat depuse undeva. Ca atare, eroziunea, transportul și depunerea formează, de fapt, trei faze ale aceleeași activități.

Eroziunea fluviatilă

Rîurile își exercită acțiunea de eroziune în diferite moduri, în funcție de natura materialului în care este săpată albia și de elementele care se adaugă forței propriuzise a curentului de apă. Singură, apa în cădere liberă pe pantă exercită o acțiune asupra patului albiei, de impact și de „dragare", putînd eroda materialul slab consolidat — nisip, mîl, argilă — în cadrul unui proces denumit *acțiune hidraulică*. Particulele de rocă purtate de curentul rapid al apei, izbindu-se de pereții rocii din substrat care formează albia, produc desprinderea unor fragmente din această rocă. În plus, prin rostogolire, bolovanii și galeții de pe fundul văii se sfarmă în granule de diferite mărimi. Aceste procese mecanice de roadere,



Fig. 26,1 Marmite săpate în granit în albia rîului James (statul Virginia S.U.A.) (foto C. K. Wentworth, *U.S. Geological Survey).*

constituie principalul mijloc prin care roca din substrat, prea dură pentru a ceda la simpla acțiune hidraulică, este erodată. În sfîrșit, transformările chimice care duc la dezagregarea și la îndepărtarea rocii — reacții la acizi, dizolvare — poartă numele de *coroziune (corrosion).* Efectele coroziunii sînt vizibile în special în calcare — roci dure, care rezistă eroziunii mecanice, dar care cedează ușor la acțiunea acidului carbonic dizolvat în apa rîurilor.

O formă interesantă rezultată în urma eroziunii fluviatile este *marmita (pothole)* — o scobitură cilindrică săpată în roca dură a unui rîu cu curs rapid (fig. 26.1). Marmitele variază în diametru, de la cîtiva centimetri pînă la cîtiva metri, cele mari putînd fi adînci de mai mulți metri. Adesea, în marmite se găsesc fragmente de roci sferice sau în formă de disc, care au contribuit, probabil alături de forța apei, la adîncirea marmitei. Vîrtejurile de apă au imprimat acestor fragmente o mișcare giratorie la baza marmitei, contribuind astfel la adîncirea acesteia în rocă. Văile rîurilor iuți de munte prezintă și alte numeroase forme de eroziune cum ar fi: cascadele, *plunge pools*-urile.

Transportul fluviatil

Încărcătura unui rîu este transportată în trei moduri. Substanțele dizolvate se deplasează invizibil sub formă de *ioni chimici*, aproape toate rîurile avînd o anumită cantitate de săruri dizolvate, ca rezultat al descompunerii rocilor. În ceea ce privește argila și mîlul, acestea sînt transportate în *suspensie (suspension)*, adică menținute în apă cu ajutorul mișcărilor ascendente ale curenților turbionari. Această fracțiune de material transportat poartă denumirea de *încărcătură în suspensie (suspended load)*. Nisipul, pietrișul și alte fragmente mai mari se mișcă sub formă de *încărcătură de fund (bed load)*, tîrîtă sau rostogolită pe fundul albiei.

Încărcătura unui rîu variază în limite foarte largi sub aspectul cantității totale și al mărimii fragmentelor, în funcție de debitul și nivelul rîului. În timpul inundațiilor, cînd rîurile mari cunosc viteze de 6 m/s sau mai mult, apa este tulbure din cauza materialului în suspensie. Dacă panta albiei este accentuată, pe fundul acesteia se pot rostogoli fragmente de roci de dimensiuni mari. Frederick S. Dellenbaugh, membru al expediței maiorului Powell, care a parcurs Marele Canion al fluviului Colorado în 1871—1872, scrie că, odihnindu-se noaptea lîngă fluviu, oamenii puteau auzi și simți loviturile înfundate ale bolovanilor uriași ce se rostogoleau în zonele cu repezișuri ale patului văii.

Prin forța hidraulică exercitată în timpul revărsării apelor pot fi excavate în scurt timp cantități uriașe de fragmente de roci (fig. 26.2). În aceste condiții, albia se adîncește adesea foarte mult, iar subminarea versanților duce la prăbușirea unor mari cantități de material detritic în rîu, unde, printr-o separare rapidă, i se sporește încărcătura. Procesul, denumit *prăbușirea (surparea) malurilor (bank caving)*, este o importantă sursă de sedimente în perioadele de creștere a nivelului apei, asociindu-se cu deplasări laterale rapide ale albiei pe extremitățile exterioare ale meandrelor.

Încărcătura în suspensie a apelor

Încărcătura unui rîu mare este un factor important de care se ține seama în proiectarea barajelor de acumulare și în construcția sistemelor de irigații. Materialul transportat poate rămîne în rezervor, în spatele barajului, colmatînd pînă la urmă întregul bazin și făcîndu-l astfel inutilizabil. În același timp, prin construcția barajului, materialul detritic, oprit să ajungă în regiunea cursului inferior al rîului, duce la tulburări serioase în activitatea acestuia. Erodarea albiei și coborîrea nivelului rîului — fenomene ce rezultă dintr-o asemenea situație — pot modifica pantele sistemelor de irigații.

În proiectarea sistemelor de canale, forma șanțurilor artificiale trebuie ajustată în funcție de mărimea și cantitatea fragmentelor de roci purtate de apă, căci altfel poate apărea pericolul obturării prin depuneri sau al erodării anormale a albiei.

Tabelul 26.1 prezintă cifre comparative privind încărcătura în sedimente a unor rîuri la niveluri diferite.

Deși dispunem de puține date asupra cantității de sedimente ce se deplasează ca încărcătură de fund, proporția de încărcătură în suspensie este în general foarte mare. În cazul fluviului Mississippi, 90% din încărcătura totală este purtată în suspensie. Tabelul arată că apele care drenează regiuni aride sau semiaride (Missouri și Colorado) au cantități foarte mari de material în suspensie, datorită întinderilor de teren sterp de pe care sedimentele sînt ușor aduse în albii prin scurgere de suprafață.

Modificări ale albiei în timpul inundațiilor

În general, ne imaginăm că principala schimbare ce se înregistrează la un rîu în timpul inundațiilor este ridicarea nivelului apei, urmată de revărsări în zona de luncă. Schimbările ce au loc pe fundul albiei nu pot fi observate din cauza turbidității apei, dar le putem determina efectuînd sondaje la diferite intervale (fig. 26.3). La început, pe fundul albiei se produce acumularea unei mari cantități de încărcătură de fund — aluviuni tîrîte de ape în timpul primelor faze ale scurgerii intense. Tendința se inversează însă curînd, căci albia se adîncește activ prin eroziune, pe măsură ce crește nivelul apei. Așadar, în perioada de nivel maxim, fundul albiei atinge înălțimea minimă. Apoi, cînd debitul începe să se micșoreze, nivelul apei coboară, iar albia primește din nou material solid. În exemplul

Fig. 26.2 Imagine în urma revărsării apelor rîului Cavendish (statul Vermont, S.U.A.) în noiembrie 1927. Pe terenul acoperit de ape (lung de 4,8 km și lat de 0,6 km) se aflau opt ferme. Pagubele au fost mari, deoarece aici predomină nisipurile și pietrișurile, care au opus rezistență mică la eroziune (foto *Wide World Photos*).



TABELUL 26.1*

	Material în suspensie (părţi per milion)	Fracţiunea după greutate
Fluviul Mississippi (medie anuală)	550—600	1/1800—1/1660
Nivel de inundaţie (pînă la 56 600m³/s)	2 600	1/400
Nivel scăzut (2 000 m³/s) (apă albastră, limpede)	50	1/2000
Rîul Missouri		
Nivel de inundaţie	20 000	1/50
Fluviul Colorado (în amonte de barajul Hoover)		
Nivel de inundaţie (1 400—2 000 m³/s)	40 000	1/25
Fluviul Galben (R. P. Chineză)		
Nivel de inundaţie	Greutatea materialului solid poate depăşi greutatea apei	

* Date din G. H. Matthes, « Paradoxes of the Mississippi», *Scientific American*, vol. 184, pp. 19—23, 1951.

din figura 26.3 un strat de aluviuni gros de circa 3 m s-a *refăcut*, adică a parcurs ciclul complet de ridicare şi scădere a nivelului apei.

Adîncirea albiei datorită eroziunii şi reducerea adîncimii albiei datorită depunerii de aluviuni au loc alternativ, ca urmare a schimbărilor survenite în capacitatea rîului de a-şi transporta încărcătura. Cantitatea maximă de detritus pe care o poate purta un rîu se numeşte *capacitatea rîului.* Încărcătura se exprimă, de obicei, prin greutatea materialului deplasat în unitatea de timp, printr-o secţiune transversală dată (adesea prin tone/zi). Încărcătura totală cuprinde atît încărcătura de fund cît şi cea în suspensie.

Dacă un rîu şi-a săpat albia într-o rocă dură, se poate întîmpla ca materialul aluvionar să nu fie suficient pentru întreaga capacitate de încărcătură de fund. Asemenea situaţii apar la rîurile care străbat sectoare de chei adînci, cu pante pronunţate, astfel încît în timpul inundaţiilor albia nu poate fi adîncită rapid. Într-un rîu a cărui albie s-a adîncit în formaţiuni alcătuite din nisip, pietriş şi bolovăniş, apa în creştere antrenează cu uşurinţă tot materialul ce poate fi deplasat. Cu alte cuvinte, capacitatea sporită de încărcătură a rîului este uşor satisfăcută.

Capacitatea rîului de a se încărca cu detritus creşte în funcţie de viteza apei; cu cît curentul este mai rapid cu atît sporeşte turbulenţa şi se intensifică forţa de eroziune exercitată pe fundul albiei. Capacitatea de deplasare a încărcăturii de fund creşte de aproximativ trei pînă la patru ori valoarea vitezei. Astfel, dacă în perioada de inundaţie viteza unui rîu se dublează, capacitatea

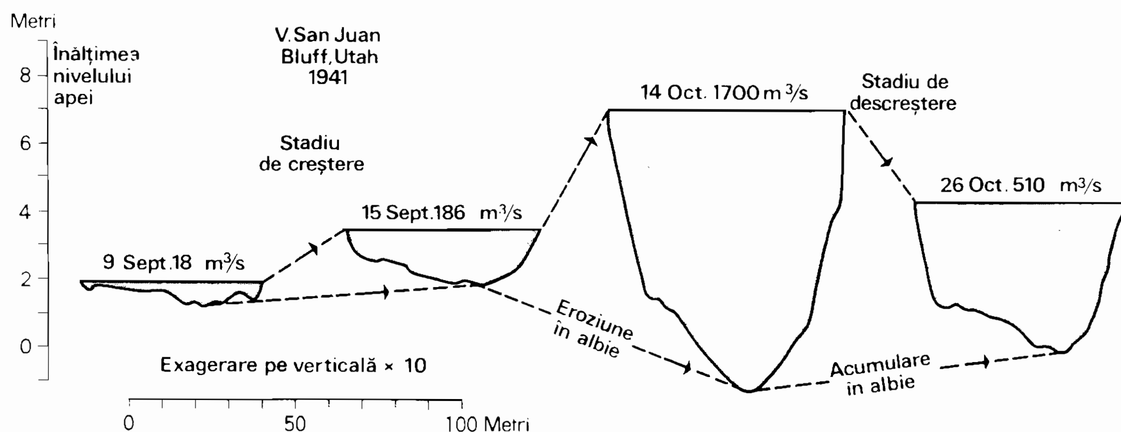
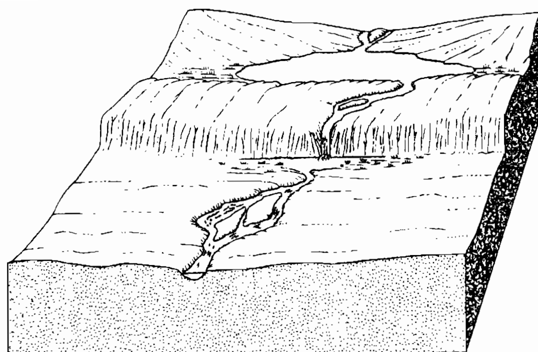
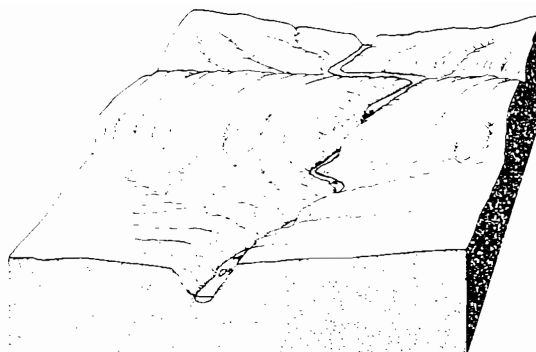


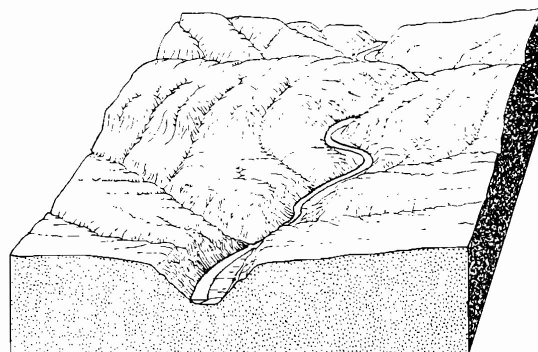
Fig. 26.3 O serie de secţiuni transversale ilustrînd schimbările survenite în forma albiei rîului San Juan lîngă Bluff (statul Utah), de la începutul lui septembrie pînă la sfîrşitul lui octombrie 1941, în timpul unei inundaţii (după Leopold şi Maddock, *U.S. Geological Survey*).



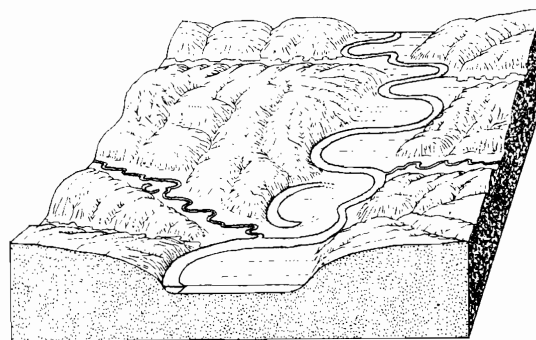
A, **În stadiul inițial, în lungul albiei sînt prezente lacuri, cascade și repezișuri**



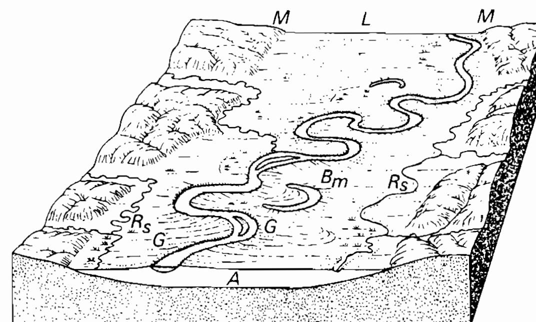
B, **Către perioada de mijloc a stadiului de tinerețe lacurile dispar, rămîn însă cascade și repezișuri în sectorul de chei strîmte, tăiate adînc**



C, **La începutul stadiului de maturitate profilul devine lin, fără repezișuri sau cascade; începe să se formeze lunca**



D, **Apropiindu-se de deplina maturitate, rîul are o luncă suficient de lată pentru a putea divaga**



E, **Stadiul de maturitate deplină se caracterizează printr-o luncă lată, cu meandre bine dezvoltate (*G*, Grinduri; B_m, Braț părăsit sau braț mort; R_s, Rețea secundară *(Yazoo)*; *A*, Aluviuni; *M*, Mal abrupt; *L*, Luncă).**

Fig. 26.4 Stadii în evoluția unui rîu (după E. Raisz).

sa de a transporta încărcătura de fund se mărește de 8 pînă la 16 ori. Nu e de mirare deci că majoritatea schimbărilor frapante suferite de albia unui rîu — de pildă deplasarea laterală a cursului — se produc în timpul revărsării apelor; dimpotrivă, cînd nivelul apei este coborît, modificările nu sînt importante.

După trecerea undei de viitură, debitul începe să scadă, iar capacitatea rîului de a transporta aluviuni se micșorează și ea. Ca atare, o parte din particulele aflate în mișcare se depun pe fund sub forma unor bare de nisip și pietriș. Primele își încetează rostogolirea blocurile și galeții, urmați de

pietrele mai mici și de pietriș, iar apoi de nisip. Nisipul fin și mîlul transportat odinioară în suspensie nu mai pot fi menținute ca atare și se depun pe fund. În acest mod, rîul se adaptează la condițiile de scădere a capacității sale. Atingînd din nou un nivel scăzut, apa poate deveni iar limpede, cu o mică cantitate de nisip purtată pe fund în acele zone în care curentul apei este rapid.

Cu această introducere privind variația debitului rîurilor și modul în care ele își efectuează opera de eroziune, transport și acumulare, putem analiza modul în care apele curgătoare își sapă albiile, dînd naștere unor forme de relief atît de interesante.

Fig. 26.5 Royal Gorge pe valea rîului Arkansas, în Munții Stîncoși (statul Colorado, S.U.A.), constituie un exemplu de vale-canion. Sus se vede un pod suspendat la 321 m deasupra nivelului apei (foto Josef Muench).



Ciclul evolutiv al cursului unui rîu

În evoluția sa, cursul unui rîu trece printr-o serie de stadii cu caracteristici proprii (fig. 26.4). Stadiul inițial apare de îndată ce mișcările de ridicare și de dislocare ale scoarței terestre au dat naștere la noi suprafețe de uscat. Să presupunem aici, pentru simplificare, că o anumită regiune acoperită pînă acum de ape este exondată, și că expune, pentru prima dată, condițiilor subaeriene peisajul său alcătuit în întregime din forme inițiale de relief. Căzînd pe acest uscat, ploaia dă naștere scurgerilor de suprafață, apa deplasîndu-se pe pantele primare, indiferent de forma acestora. Orice mică adîncitură existentă pe versanți va canaliza apa, facilitînd apariția albiilor, care se vor adînci datorită acțiunii apei și a particulelor de rocă pe care aceasta le antrenează. Formele depresionare se umplu treptat cu apă, formînd lacuri. Acestea, revărsîndu-se prin punctele de minimă altitudine de la marginea bazinelor, creează cu timpul un sistem de drenaj care asigură legătura între lacurile mai înalte și cele mai joase. Astfel își începe existența un sistem fluviatil tînăr, caracterizat prin prezența cascadelor, repezișurilor și a lacurilor de-a lungul albiei sale (fig. 26.4.*A*).

Odată format, rîul își începe stadiul de *tinerețe*. Principala activitate a unui rîu tînăr, a cărui capacitate de încărcătură depășește încărcătura de care dispune, constă în adîncirea albiei. El lărgește acele puncte de ieșire a apei din lacuri, drenînd apa acestora și ocupînd fundul vechilor bazine. Cataractele sînt erodate pînă cînd ajung simple repezișuri. Relieful cel mai izbitor, specific activității unui rîu tînăr, îl formează, probabil, cheile sau canioanele în curs de adîncire. Cheile au pereți abrupți și o secțiune transversală în formă de V. Rîul ocupă tot fundul albiei. De pe malurile abrupte se desprinde prin meteorizație o mare cantitate de rocă. Se produc și frecvente alunecări de teren, masele de rocă blocînd uneori cursul rîului. Pe alocuri, conurile de grohotiș se pot întinde pînă la apa rîului de o parte și de alta, iar roca dură din substrat formează abrupturi pronunțate datorită dezagregării rapide (fig. 26.4.*B*).

Existența unei rețele hidrografice tinere pune numeroase probleme de interes geografic. Deoarece între albie și versanții văii nu există spațiu pentru șosele sau căi ferate, se execută lucrări costisitoare și pri-

mejdioase pentru tăierea lor în pereții văii. Dificultățile însă continuă, întrucît întreținerea lor este costisitoare, din cauza subminării versanților de către rîu sau a alunecărilor și rostogolirii materialului pe pante. Totuși, uneori, printr-un asemenea sector de vale tînără poate fi realizată traversarea unui lanț muntos. Royal Gorge, tăiată de rîul Arkansas în Munții Stîncoși din sudul statului Colorado (S.U.A.), constituie un exemplu edificator (fig. 26.5). Între anii 1870 și 1880 s-a dat aici o luptă aprigă pentru dreptul de trecere între companii rivale de căi ferate. După un lung șir de procese și ciocniri armate între echipele de constructori, companiile Santa Fe Railroad și Denver & Rio Grande, Western Railroad au ajuns la un compromis prin care cea din urmă obținea posesiunea permanentă a cheilor. Acestea constituie acum o parte din linia ferată principală între Salt Lake City și Denver.

Un alt considerent geografic este acela că rîurile tinere nu sînt navigabile, chiar dacă au un debit suficient de mare.

Uneori pantele puternic înclinate creează posibilitatea amenajării rîurilor tinere, mai ales în zonele de cataracte, în scopuri hidroenergetice (fig. 26.6, 27.7). Totuși, cele mai multe dintre aceste rîuri nu prezintă căderi de apă naturale suficient de mari, astfel încît este necesar să se construiască baraje pentru a se obține diferența de nivel necesară pentru funcționarea turbinelor. Un exemplu îl oferă barajul Hoover, în spatele căruia se află lacul Mead, în canionul tînărului fluviu Colorado.

Cu vremea, rîurile tinere tind să-și netezească patul albiei, eliminînd cascadele și repezișurile, pantele devenind din ce în ce mai line, mai uniforme. Eroziunea pe verti-



Fig. 26.7 Fotografie din avion a regiunii în care se află cascada Victoria de pe fluviul Zambezi; este evident că apa a săpat un șanț lung în roca din fundament, adîncindu-se probabil pe aliniamentul unei falii sau în depozitele unei zone friabile.

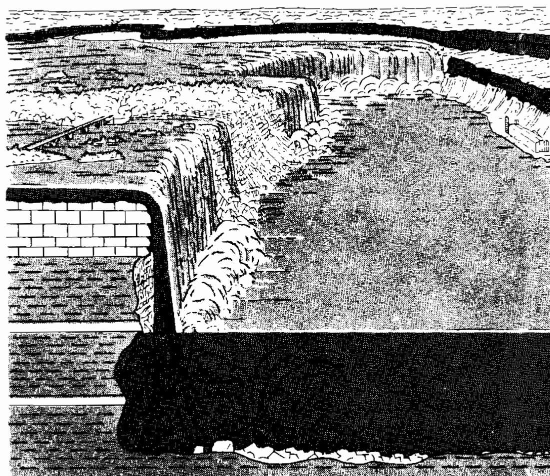


Fig. 26.6 Cascada Niagara s-a format prin căderea apelor peste un prag calcaros. Subminarea continuă a șisturilor argiloase slabe de la baza masivului de calcar menține panta abruptă (după G. K. Gilbert și E. Raisz).

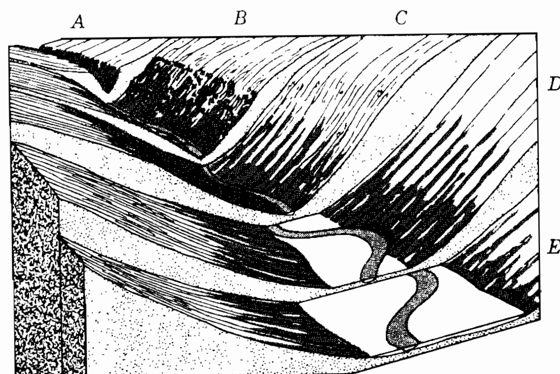


Fig. 26.8 Pe măsură ce valea unui rîu se maturizează, malurile acestuia prezintă o pantă mai lină, iar roca subiacentă se acoperă cu o pătură de sol și fragmente de roci meteorizate (după W. M. Davis).

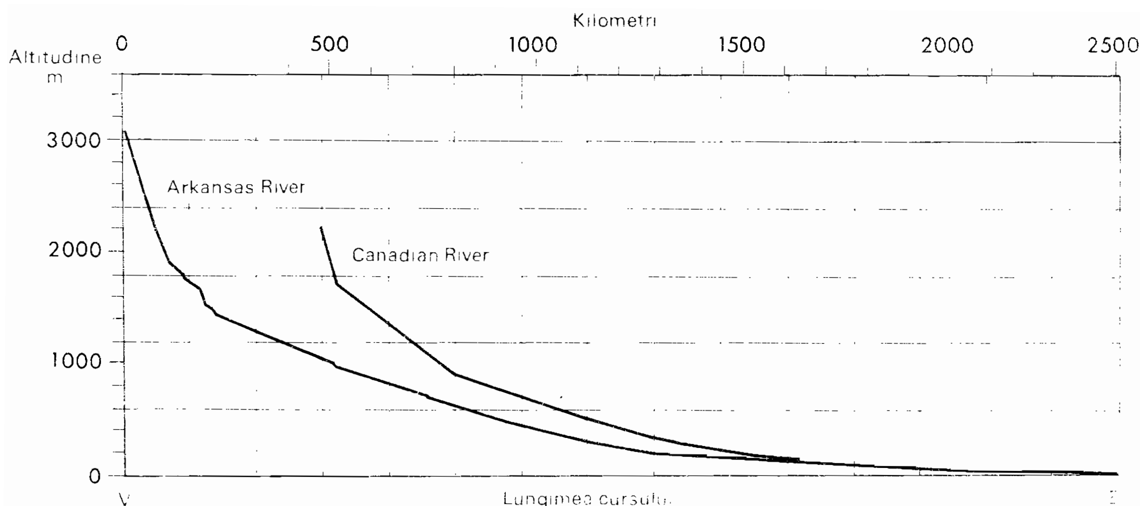


Fig. 26.9 Profile longitudinale ale rîurilor Arkansas și Canadian. Sectoarele mijlocii și inferioare ale acestora sînt line, în timp ce în sectorul superior apar rupturi de pantă, datorită unei litologii diferențiate și eroziunii glaciare din Munții Stîncoși (după Gannett, *U.S. Geological Survey*).

cală slăbește și ea (fig. 26.8), versanții devenind mai moderat înclinați.

Starea de echilibru a cursului rîurilor

Un rîu ajunge în stadiul de *maturitate* în momentul în care ia sfîrșit adîncirea rapidă a albiei sale. El se află acum într-o *stare de echilibru*, în care intensitatea medie cu care sfărîmăturile de rocă ajung în rîu din afluenți și de pe versanți este egală cu intensitatea medie a transportării încărcăturii de către rîu.

Profilul longitudinal al albiei unui rîu de la izvor la vărsare reprezintă un *profil de echilibru* (fig. 26.9). În această situație se mai spune că rîul are un *profil longitudinal domol*.

Este important să înțelegem că echilibrul dintre încărcătura și capacitatea rîului există numai sub forma unei condiții medii pe perioade de mulți ani. Așa cum am arătat mai sus, rîurile își adîncesc albia în epocile de inundații și depun materialul transportat în perioadele în care apele au nivel coborît. Astfel, descompusă în condiții de moment, activitatea rîurilor este rareori în echilibru, dar pe lungi perioade de timp un rîu își menține, un profil longitudinal lin refăcînd acele depuneri din albie care au fost temporar eliminate în timpul inundațiilor.

După ce atinge această stare de echilibru, rîul continuă să sape lateral în maluri. Eroziunea în adîncime nu se mai poate produce fără distrugerea stării de echilibru, dar săparea laterală nu afectează direct acest echilibru (fig. 26.4, *C*).

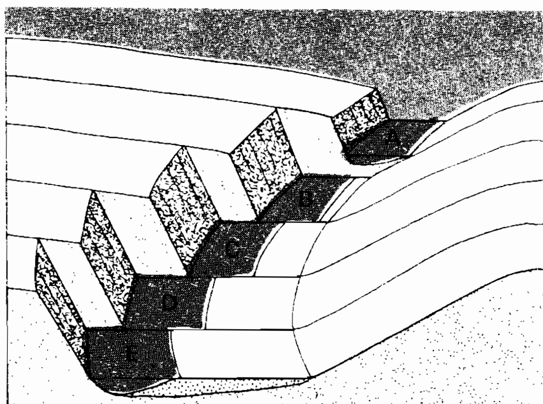


Fig. 26.10 Un curs de apă cu profil domol sapă oblic în partea exterioară a buclei meandrului, lăsînd zona de luncă spre interior (după W. M. Davis).

Dezvoltarea luncilor

Dovada cea mai evidentă a începutului maturității unui rîu este tendința acestuia de a-și dezvolta un fund de vale plat. În timpul lărgirii unei bucle, albia rîului se deplasează spre exterior, lăsînd pe latura inte-

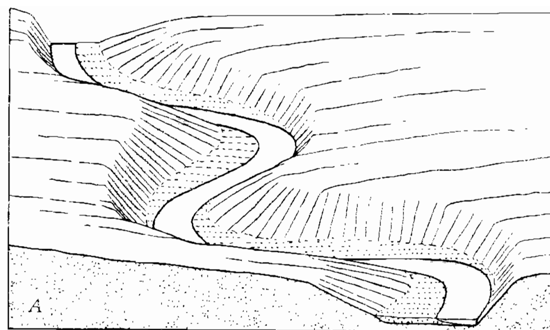
rioară a buclei o fișie de pămînt relativ netedă. o *luncă (flood-plain)* (fig. 26.10). Lunca este alcătuită din depuneri mai ales de nisip și pietriș, pe care rîul le-a transportat ca încărcătură de fund, provenită prin erodarea din sectoarele convexe ale meandrelor situate în amonte. Inundarea luncii, cu o frecvență aproximativ anuală, permite mîlului mai fin și argilei să se depună pe suprafața acesteia, înălțînd și acoperind aluviunile mai grosiere de dedesubt.

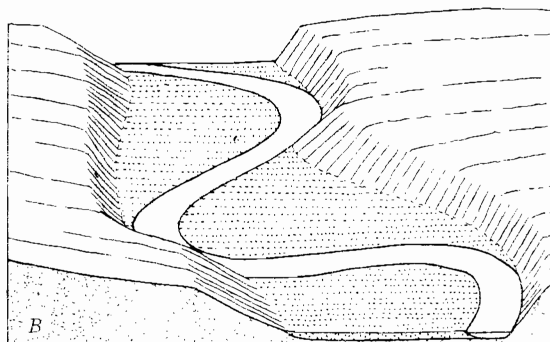
Pe măsură ce eroziunea laterală continuă, fișiile de luncă se lățesc și ajung să se unească, formînd benzi mai mult sau mai puțin continue pe ambele laturi ale rîului (fig. 26.11). Buclele sînt acum mai mari și mai lin rotunjite. Cînd ajung să formeze curbe line, sinuoase, aceste bucle devin *meandre*. Dezvoltarea văii continuă ulterior, lunca lățindu-se suficient de mult pentru a cuprinde meandrele fără să le îngusteze forma. Rîul a trecut acum de la *maturitatea timpurie* la *maturitatea deplină* (fig. 26.4, *E*).

Deși îngustă, lunca permite construcția de șosele și de căi ferate. Profilul longitudinal al rîului asigură pante line pentru asemenea construcții. În ceea ce privește agricultura, imposibil de practicat pe pereții abrupți ai unei văi tinere, pe luncile înguste se poate dezvolta. În stadiul avansat de maturitate, luncile devin tot mai importante sub raport productiv, fiind mai intens populate decît zonele înalte dintre văi *. Mai mult, absența repezișurilor permite navigația, deși în stadiul incipient al maturității sînt necesare în acest scop ecluze.

După ce rîul atinge maturitatea deplină, activitatea sa principală constă în lărgirea luncii. În final, lunca atinge o lățime de cîteva ori mai mare decît *sectorul de albie meandrat*. Acest termen desemnează suprafața cuprinsă între două linii trasate de ambele laturi ale unui rîu meandrat, astfel încît să unească extremitățile meandrelor. Unii specialiști consideră că rîul a atins stadiul de *bătrînețe*, atunci cînd lunca este de un anumit număr de ori (de exemplu de 5 sau de 8 ori) mai lată decît sectorul de albie meandrat. Întrucît aceasta ar fi o caracteristică artificială, nu se realizează prea mult prin recunoașterea unui stadiu de bătrînețe. Specialiștii în hidrotehnică denumesc, de altfel, un asemenea rîu meandrat, cu luncă largă, *rîu cu albia pe depozite aluvionare* (rîu aluvial).

* Vorbim aici în sens figurat, deoarece schimbările de stadiu din ciclul evolutiv al unui rîu necesită zeci sau chiar sute de mii de ani.





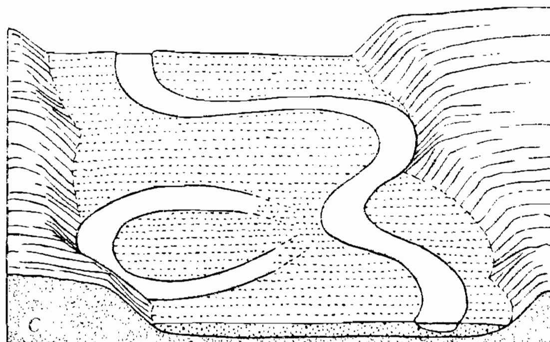


Fig. 26.11 Eroziunea laterală a unui rîu evoluat permite accentuarea și rectificarea meandrelor (după W. M. Davis).

Țelul final al coborîrii profilului este o extindere imaginară spre interior a unei suprafețe situate la nivelul mării. Sub acest nivel, pe care geologii îl numesc *nivel de bază general (base level)*, văile nu se mai pot adînci. Gura fiecărui rîu care se varsă în mare se găsește la nivelul de bază. Deși, teoretic, și restul cursului ar putea cîndva atinge nivelul de bază, toate rîurile au un



Fig. 26.12 Fotografie din avion realizată la 6 100 m înălțime, în care sînt vizibile meandre, zone de străpungere, lacuri de meandru, mlaștini și sectoare de luncă, în regiunea străbătută de rîul Hay (provincia Alberta, Canada) la 58°55′ lat. nord. 118°10′ long. vest. (foto *Canadian Department of Energy, Mines and Resources*).

unghi de pantă mic, datorită faptului că bazinul hidrografic, în ansamblul său, este încă situat destul de sus deasupra nivelului mării, furnizînd sedimente a căror transportare necesită existența unei albii înclinate.

Meandrele rîurilor

Luncile marilor rîuri conțin multe elemente de interes geografic (fig. 26.4,*E*, 26.12). Meandrele se formează pe măsură ce rîul sapă sub mal la exteriorul sinuozității, depunînd aluviuni spre interior. Aceste două laturi ale buclei meandrului se numesc *mal concav (undercut slope)* și, respectiv, *mal convex (slipoff slope)*. Aluviunile se depun pe malul convex.

Sinuozitatea albiei poate crește din ce în ce mai mult, pînă cînd două sectoare ale acesteia se întîlnesc, cauzînd tăierea și abandonarea buclei respective. Acest fenomen se numește *străpungere (cutoff)* (fig. 26.13). Pe apele curgătoare mari, cum sînt Mississippi, Missouri sau Arkansas, străpungerile sînt de mare importanță geografică. Dacă granița dintre două state este stabilită pe linia mediană a unui rîu sau fluviu, străpungerile determină transferul porțiunilor de teren din interiorul buclelor de la un stat la altul, schimbînd automat reședința legală a persoanelor care locuiesc acolo și supunîndu-le legislației și normelor de impunere fiscală din celălalt stat. Aceste neajunsuri pot fi înlăturate prin fixarea graniței la un moment dat și menținerea ei indiferent de modificările pe care rîul le înregistrează ulterior. Din această cauză unele hărți indică vechea graniță șerpuind de-a lungul albiei vechi, total diferită de cea actuală (fig. 26.14).

Pe fluviul Mississippi, în multe puncte de-a lungul malurilor abrupte ale meandrelor, au apărut orașe, unde navele puteau să se apropie foarte mult, aruncînd pasarela direct pe mal. Cînd meandrul era străpuns, fluviul își forma o nouă albie, iar orașul respectiv simțea imediat efectele strangulării economice. Lacurile formate prin închiderea meandrelor străpunse se numesc *brațe moarte* sau *belciuge (oxbow lakes)* (fig. 26.4, *E*). În figura 26.12 putem observa mai multe belciuge și mlaștini.

Grindurile fluviatile

Luncile sînt de regulă inundate în epocile în care apele se revarsă. În lipsa unor îndiguiri artificiale (cap. 25), o luncă este inundată aproximativ odată pe an, în perioada cu scurgere maximă. Deși în aceste epoci întreaga luncă, de la un mal la altul, se află sub apă (fig. 25.18), curentul atinge viteza cea mai mare de-a lungul liniei talvegului albiei rîului. Apa mîloasă, care se amestecă cu apa de inundație puțin adîncă de pe ambele laturi ale văii, își pierde rapid viteza, iar o mare cantitate din mîl și nisip se depune. Întrucît cea mai mare parte a materialului transportat se depune lîngă albia rîului, după mai multe inundații apare aici o fîșie de teren ușor înălțată, numită *grind fluviatil (natural levee)* (fig. 26.4, *E*). Suprafața grindului se înclină lin spre porțiunile mai joase ale luncii. Destul

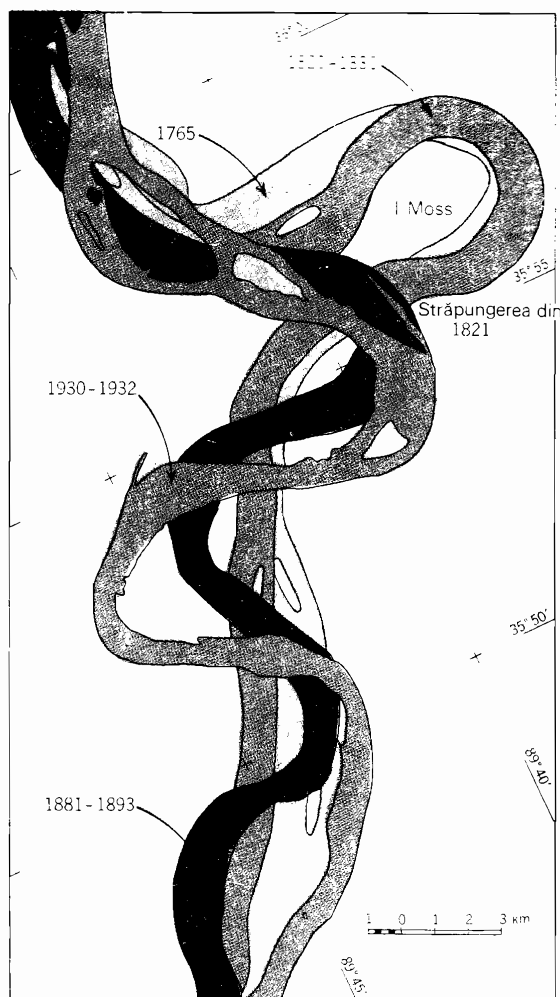


Fig. 26.13 Serie de patru ridicări efectuate pe cursul fluviului Mississippi ce ilustrează numeroasele rectificări ale cursului acestuia. Observăm că străpungerea ce a avut loc în 1821 a dus la apariția unui braț mort și că noi meandre sînt în curs de formare (foto U.S. ***Army Corps of Engineers*****).**

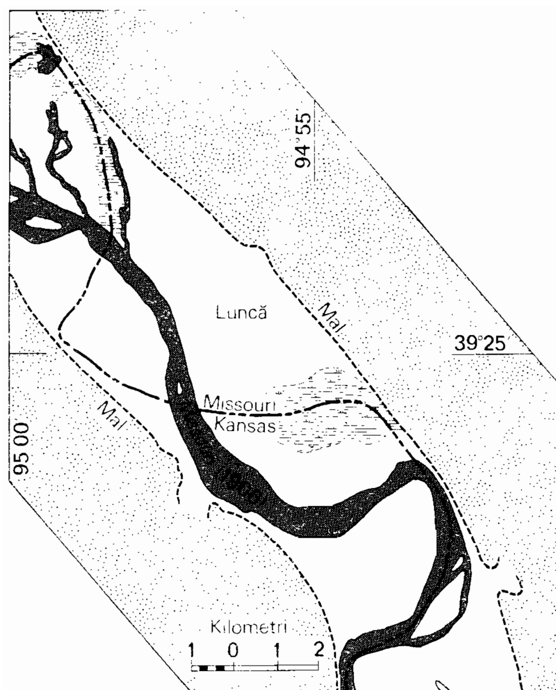


Fig. 26.14 Limita dintre statele Missouri și Kansas a fost stabilită inițial de-a lungul liniei mediane a albiei rîului Missouri, dar ulterior rîul și-a modificat cursul (după *U.S. Geological Survey*).

de curios este faptul că zona cea mai înaltă din luncă se află pe grindurile fluviatile, imediat lîngă albia rîului. Această fîșie îngustă rămîne deasupra apei în aproape toate inundațiile (cu excepția celor mai mari) și constituie locul ce oferă maximul de siguranță din întreaga luncă.

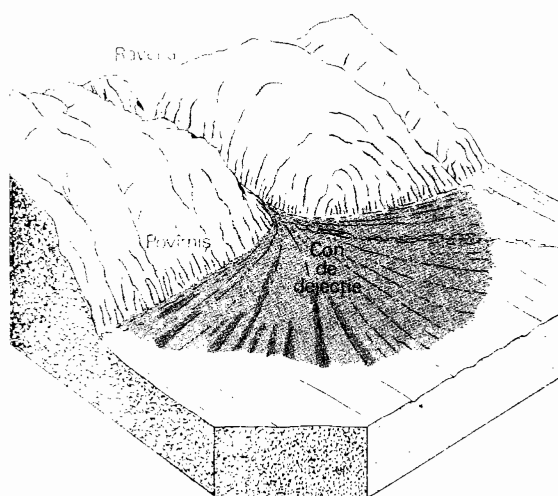


Fig. 26.15 Con de dejecție simplu.

Afluenții care ajung la un moment dat în luncă nu se pot uni direct cu rîul principal datorită acestor grinduri; ca atare, ei curg paralel cu rîul pe distanțe considerabile, pînă cînd reușesc să găsească un punct de vărsare. Cursurile de acest fel se numesc *rîuri* de tip *yazoo* (fig. 26.4, *E*), după rîul Yazoo din lunca fluviului Mississippi. Înălțarea grindurilor fluviatile cu ajutorul unor baraje artificiale poate împiedica revărsarea apei rîului în majoritatea perioadelor de inundație, dar odată ce apa reușește să spargă, ea devine foarte greu sau imposibil de stăpînit și întreaga luncă dintre grind și maluri este inundată.

Terenurile întinse și netede din luncile mari sînt, de regulă, regiuni agricole foarte productive și cu o mare densitate a populației. Pantele grindurilor sînt intens cultivate, săpîndu-se șanțuri care înlesnesc drenarea apei de ploaie. Mai departe de albie, în porțiunile inferioare ale luncii, în sectoarele ocupate de brațe moarte și în alte zone cu albii abandonate, există terenuri bine împădurite cu arbori adaptați la umiditate. Din cauza grindurilor și a barajelor artificiale, albia rîului se înalță treptat deasupra nivelului luncii, aceasta din urmă fiind expusă la inundații repetate, cu mari pierderi materiale și de vieți omenești. Luncile multora din marile fluvii ale lumii prezintă serioase probleme de acest fel. În anul 1887, de pildă în China, fluviul Huanghe a inundat o suprafață de 130 000 km², provocînd moartea unui milion de oameni și pieirea ulterioară prin foamete a unui număr și mai mare.

Cursuri despletite și conuri de dejecție

Dacă un rîu primește mai multe sfărîmături de rocă decît poate transporta, surplusul de material se depune pe fundul albiei. În acest fel crește înclinarea pantei, ceea ce duce la o sporire a vitezei de curgere și, implicit, a capacității de transport. Procesul de înălțare a albiei prin depuneri se numește *agradare (aggradation)*, fiind opus *degradării (degradation)* — procesul normal de eroziune verticală întîlnit la rîurile tinere.

Agradarea dă albiilor o formă caracteristică, largă și puțin adîncă. Rîul se despletește în două, trei, patru sau mai multe brațe, care se reunesc și se redespart, amintind de fîșiile împletite ale unei funii (fig. 29.9). Termenul de *curs despletit (braided*

stream) redă, deci, aspectul unei albii supusă agradării. Cauza despletirii și deplasării neîncetate a albiilor o găsim în depunerea pe fundul albiei a unor bancuri de nisip și pietriș, care duc la împărțirea cursului în două sau mai multe albii ce se deplasează lateral spre terenul adiacent mai coborît. În acest mod, rîul iese din propria sa albie. Rîurile cu acțiune de agradare se întîlnesc foarte des în regiunile aride, unde debitul este mic, iar mari cantități de roci sfărîmate ajung în văi de pe versanții relativ dezgoliți, neprotejați.

O formă de relief frecvent construită de rîurile despletite, aflate sub acțiunea agradării, este *conul de dejecție (alluvial fan)*, format din nisip și pietriș aluvionar și semănînd cu un evantai deschis (fig. 26.15). Vîrful se află undeva la gura unei văi adînci (chei, ogaș sau ravenă), conul fiind construit pe cîmpia adiacentă. Conurile de dejecție variază foarte mult ca dimensiuni, de la sub un metru pînă la mai mulți kilometri.

Aceste conuri sînt clădite de rîuri tinere care aduc încărcături masive de rocă grosieră din regiunile înalte. În punctul unde rîul iese în cîmpie dobîndind o pantă mai lină, viteza curentului scade pronunțat, iar rîul își începe acțiunea de agradare. Albia despletită se deplasează continuu, dar, fiind bine fixată la un capăt în gura văii înguste, se mișcă lateral în felul cozii unui cîine uriaș. Vîrful fix explică forma semicirculară și înclinarea în toate direcțiile radiale.

Marile conuri de dejecție din deșerturile muntoase au o compoziție și o istorie complexă. O mare parte din con s-a format din curgeri noroioase (fig. 24.23). Majoritatea conurilor mari sînt secționate de rîurile principale și erodate puternic de micile pîraie

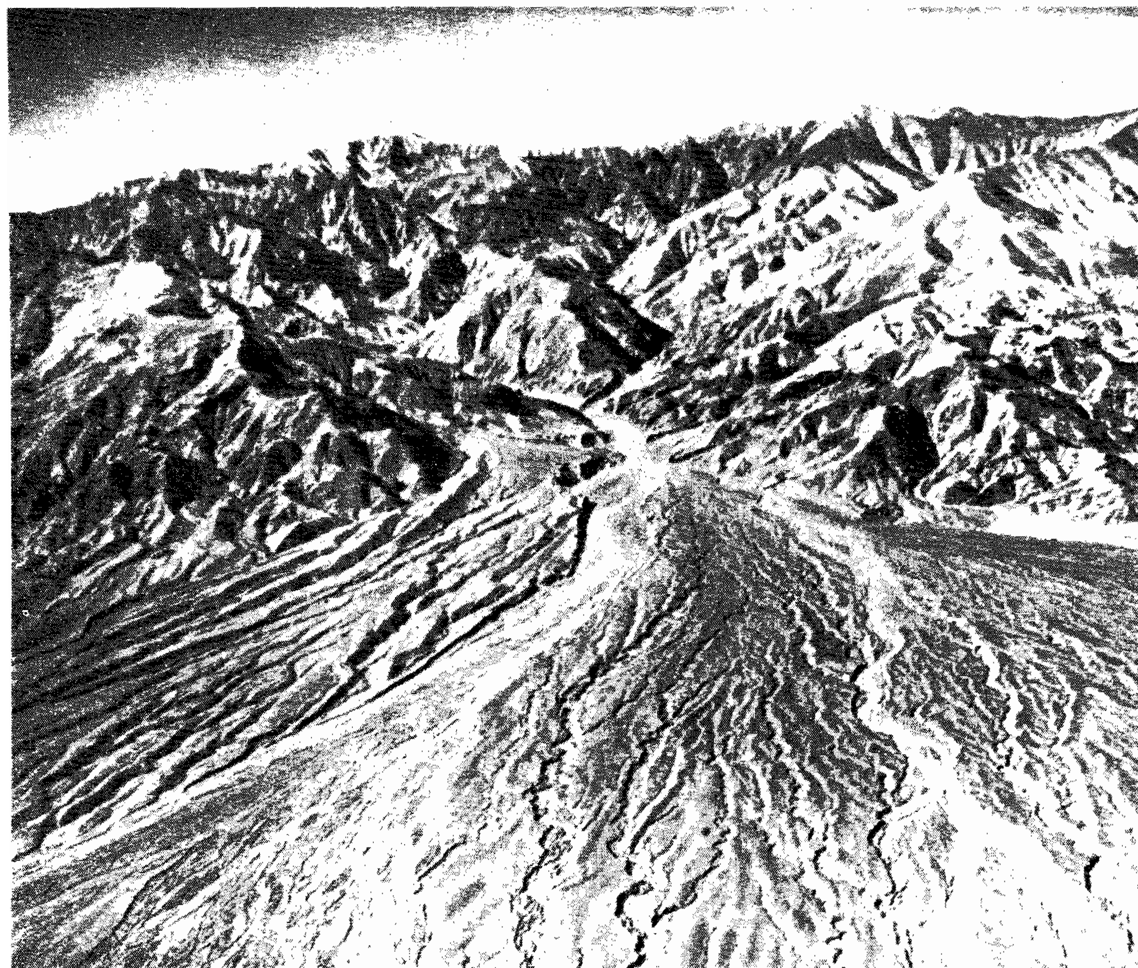


Fig. 26.16 Vast con de dejecție în Death Valley (S.U.A.), construit din materialul detritic transportat la gura unui mare torent. Se observă canale de scurgere despletite *(Copyright Spence Air Photos).*

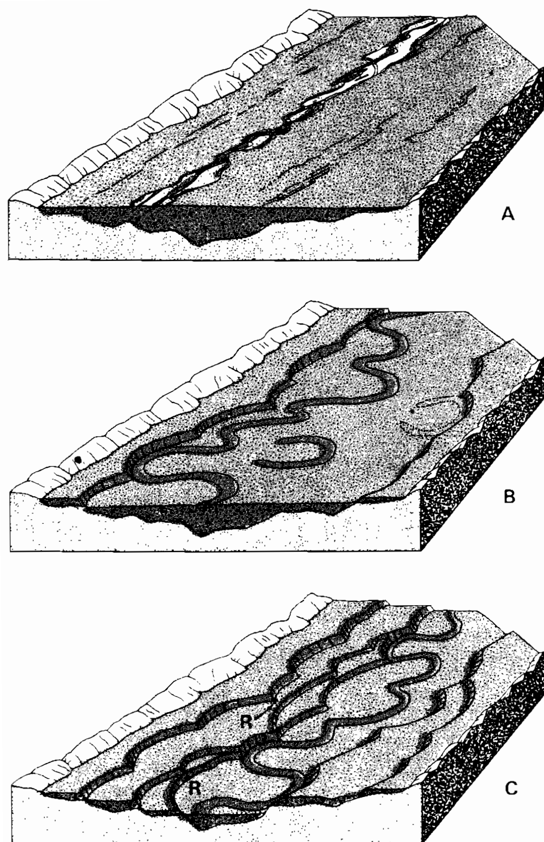


Fig. 26.17 Terasele aluviale se formează atunci cînd un rîu ajuns în stadiul de maturitate se adîncește lent în propriile aluviuni (*R*—roca din substrat).

care se alimentează de pe suprafața lor (fig. 26.16).

Conurile de dejecție sînt importante din punct de vedere geografic. În multe regiuni muntoase, așezările se concentrează în lungul acestora, la poalele lanțurilor de munți. Apa pentru irigații este obținută din rîurile ce ies prin gurile canioanelor. Se poate obține și apă arteziană din puțuri forate în materialul aluvionar permeabil al conului. Un exemplu interesant de folosire a conurilor poate fi găsit în bazinul Los Angeles din sudul Californiei. Revărsările bruște constituie un mare pericol pentru localități ca Burbank, Glendale, Montrose și Pasadena, ale căror cartiere de locuințe se află în mare parte în zona înaltă, interioară, a conurilor. Aceste *revărsări cu detritus (debris floods)*, cum le numesc specialiștii, se caracterizează printr-o încărcătură foarte mare, cuprinzînd blocuri și pietre mari, pe lîngă nisip, mîl și argilă. Revărsările se formează pe versanții abrupți, mai ales în zonele unde vegetația a fost distrusă de incendii.

Terasele

Dacă un rîu își agradează valea o lungă perioadă de timp, depunerile de aluviuni pot atinge grosimi de cîteva zeci de metri, așa cum se vede în figura 26.17, *A*. Printre cauzele posibile ale agradării se numără instalarea unui climat mai arid, care reduce debitul rîurilor și determină mărirea înclinărilor pantei prin acumularea de aluviuni în albii. Un gradient mai mare permite rîului să-și sporească capacitatea de deplasare a încărcăturii grosiere de fund, provenită de pe versanții neprotejați de vegetație. Cauza cea mai frecventă a agradării albiilor în epocile geologice relativ recente din America de Nord a fost, probabil, înaintarea și apoi topirea marilor calote glaciare (cap. 29). Apa ce rezultă din topirea acestora era puternic încărcată cu detritus, ducînd practic la încărcarea cu aluviuni a majorității văilor situate în apropierea zonei frontale a calotei.

Revenind la condițiile normale, cu încărcătură redusă, rîul sapă vertical în depunerile aluvionare, pe care pînă la urmă le elimină în cea mai mare parte din valea sa. În timpul acestui proces de degradare se formează o serie de *terase aluviale (alluvial terraces)* — fîșii de teren relativ plat, limitate pe o latură de un versant abrupt. Terasele aluviale seamănă cu niște trepte joase și relativ late (fig. 26.18). Așa cum se arată în imaginile *B* și *C* din figura 26.17 terasele sînt clădite de rîu, care se deplasează dintr-o parte a văii în cealaltă, pe măsură ce se adîncește în materialul din albie. Prin tăierea fiecărei terase se reduce lățimea treptei de terasă situată imediat deasupra.

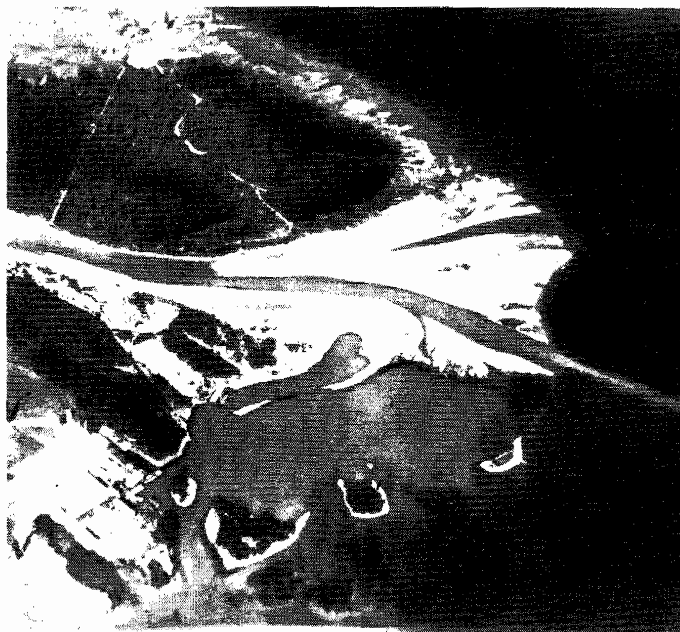
Toate terasele mai vechi ar fi fost distruse dacă n-ar fi existat circumstanța că roca în loc din versant străbate pe alocuri prin aluviuni, protejînd terasele superioare. În figura 26.17, *C* aluviunile din vale au fost în mare parte eliminate, rămînînd însă pe pereții văii *terase protejate de rocă*, pe care roca ce formează aflorimente în punctele notate cu *R* le apără împotriva acțiunii apei. Notăm că abrupturile care separă terasele sînt curbate în arcuri largi, cu concavitatea către vale. Curbura este ușor de explicat prin faptul că aceste abrupturi au fost tăiate de meandre.



Fig. 26.18 Terasele de pe cursul rîului Shoshone, lîngă Cody (statul Wyoming, S.U.A.), indică pozițiile anterioare ale albiei majore (foto Frank J. Wright).

Importanța geografică a teraselor este similară celei a luncilor. Suprafețele lor relativ netede sînt favorabile agriculturii și oferă bune amplasamente pentru orașe, șosele și căi ferate. În plus, terasele au un mare avantaj asupra luncilor: ele se află cu mult deasupra nivelului inundațiilor celor mai mari, pe cînd luncile sînt frecvent supuse revărsărilor.

Fig. 26.19 Vedere din avion a deltei rîului Kander (Elveția); este vizibilă o limbă de apă cu suspensii fine, care înaintează în lacul Thun (foto *Swissair*).



Deltele

Depunerile de argilă, mîl, nisip și pietriș aduse de un rîu în zona sa de vărsare într-o apă stătătoare, formează o *deltă* (fig. 26.19). Procesul de depunere se explică prin reducerea rapidă a vitezei curentului la intrarea în apa stătătoare (fig. 26.20). Primele se depun particulele grosiere; argilele fine ajung cel mai departe, depunîndu-se în ape relativ adînci (fig. 26.21). Contactul apei dulci cu apa sărată determină constituirea unor agregate mai mari de argilă foarte fină, care se depun pe fundul mării.

Deltele pot fi de mai multe forme. Delta Nilului, a cărei asemănare cu litera grecească „delta" a sugerat numele acestei forme de relief, are numeroase *brațe* care se ramifică radial (fig. 26.22, *A*). Datorită țărmului ei cu curbură largă, care o face să semene cu un con de aluviuni, acest tip se mai numește deltă *arcuită (arcuate)*.

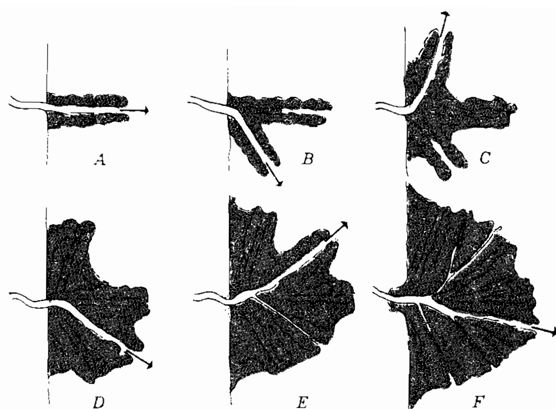


Fig. 26.20 Stadii în formarea unei delte simple (după G. K. Gilbert).

Delta fluviului Mississippi are un aspect total diferit (fig. 26.22, *B*). Aceasta este o deltă *digitiformă* sau *digitată (bird-foot)*, numită astfel din cauza „degetelor" lungi care pătrund adînc în apa mării, la capătul fiecărui braț. Dacă un fluviu se varsă pe un țărm relativ drept, supus acțiunii viguroase a valurilor, materialul transportat de ape se răspîndește de-a lungul țărmului în ambele sensuri, formînd o deltă ascuțită cu laturi curbe. Datorită asemănării ei cu un dinte ascuțit, acest tip se numește deltă *triunghiulară (cuspate)* (fig. 26.22, *C*). Dacă fluviul se varsă într-un estuar lung și îngust, delta este limitată de forma acestui estuar (fig. 26.22, *D*), numindu-se deltă *estuarină (estuarine)*.

Deltele marilor fluvii au prezentat o importanță geografică deosebită încă din zorile istoriei omenirii, deoarece suprafața lor întinsă a permis așezarea unor dense populații de agricultori. În delte sau în apropierea lor se găsesc orașe mari, vechi orașe-porturi — maritime și fluviale — cum sînt Alexandria pe Nil, Calcutta pe Gange-Brahmaputra, Amsterdam și Rotterdam pe Rhin, Shanghai pe Iangtze, Marsilia pe Rhon și New Orleans pe Mississippi. Creșterea deltelor este adesea rapidă, variind de la 3 m pe an în cazul Nilului pînă la 60 m pe an în cazul Padului și al fluviului Mississippi. Astfel, orașe care acum cîteva secole se aflau la gurile fluviilor, se găsesc acum la cîțiva kilometri în interiorul uscatului. Un aspect important îl constituie menținerea unui canal deschis pentru navele oceanice care intră spre porturi prin brațele deltei. Capetele brațelor din delta fluviului Mississippi, cunoscute sub numele de *portițe (passes)*, au fost extinse prin construirea de diguri care determină o sporire a curentului în albia îngustată și, astfel, o erodare mai profundă a albiei (fig. 26.22, *B*).

Rîuri reîntinerite și meandre încătușate

Un rîu matur, care și-a format un profil longitudinal lin în condițiile unui anumit nivel al mării, poate suferi schimbări pronunțate dacă uscatul se ridică sau dacă nivelul mării coboară. În ambele cazuri, nivelul de bază al rîului scade, iar rîul începe o acțiune rapidă de adîncire a albiei pe verticală pentru a-și reface profilul la un nivel inferior. Acest proces, numit *reîntinerire (rejuvenation)*, debutează prin apa-

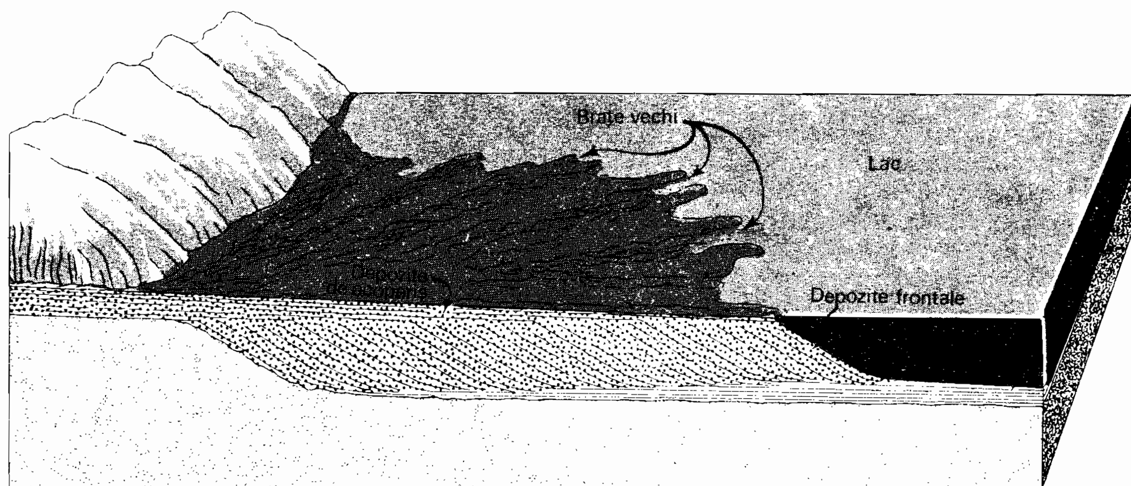
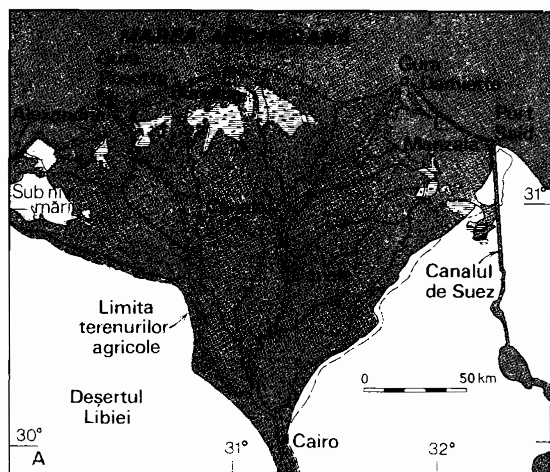
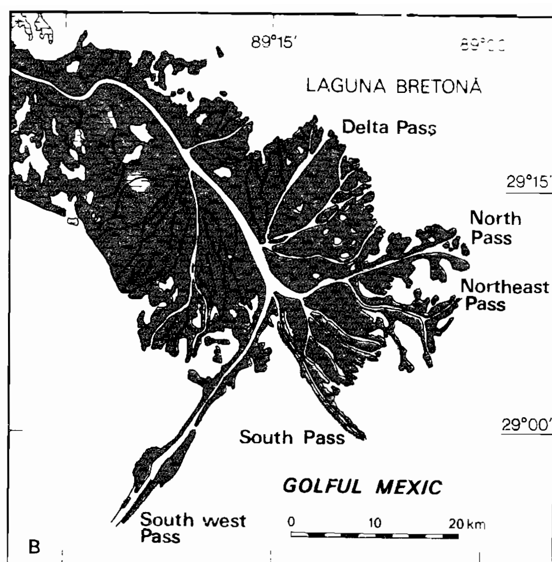
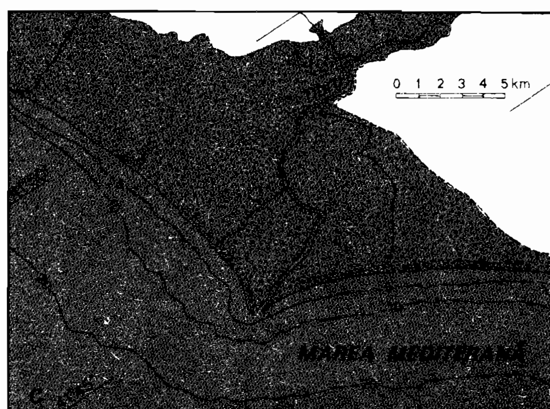


Fig. 26.21 Structura unei delte simple, privită în secțiune transversală (după G. K. Gilbert).







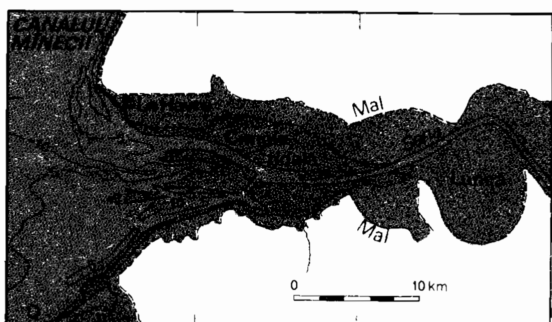


Fig. 26.22 Delte. *A.* **Delta Nilului prezintă un țărm arcuit și un contur triunghiular;** *B.* **Delta fluviului Mississippi este de tip ramificat, digitiform, cu canale lungi;** *C.* **Delta Tibrului, pe coasta Italiei, are o formă ascuțită (triunghiulară) din cauza acțiunii puternice a valurilor și a curenților;** *D.* **Delta Senei s-a depus într-un estuar îngust.**

riția unor repezișuri la gura rîului, acolo unde apa trece spre nivelul coborît al mării. Repezișurile se deplasează rapid în amonte și curînd întreaga vale ia aspectul unei văi noi, tinere.

Dacă reîntinerirea se produce cînd rîul a atins stadiul de maturitate, ia naștere un defileu interior cu pereți abrupți: de ambele părți vom găsi vechea luncă, avînd acum forma unei terase înalte deasupra nivelului rîului (fig. 26.23 și 26.24). Meandrele formate de rîu în luncă pătrund în roca din fundament, dînd defileului interior un aspect meandrat. Aceste sinuozități se numesc *meandre încătușate (entrenched meanders)*, deosebindu-se astfel de meandrele obișnuite din lunci.

Deși meandrele încătușate nu se pot deplasa liber, în felul meandrelor de luncă, ele reușesc să se adîncească lent și să producă străpungeri. Prin străpungerea unui meandru adîncit se formează o înălțime rotunjită, înconjurată pe trei laturi de albia adîncă abandonată și pe a patra latură de cursul scurtat al rîului. Aceste înălțimi constituie fortificații naturale ideale. Numeroase cetăți din Europa medievală au fost construite pe asemenea înălțimi. Un exemplu bun îl găsim la Verdun, lîngă rîul Meuse.

În împrejurări deosebite, cînd roca din fundament cuprinde o formațiune dură de gresie masivă, prin străpungerea meandrului se formează un *pod natural*, constituit din pedunculul îngust al meandrului

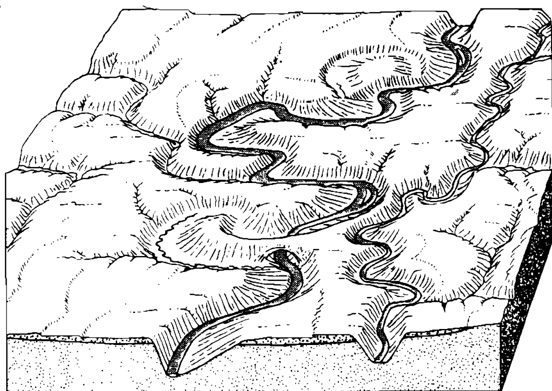


Fig. 26.23 Albia sinuoasă a acestui rîu este rezultatul adîncirii meandrelor rîului prezentat în fig. 26.4, *E* **(după E. Raisz).**

Fig. 26.24 Rîul San Juan din statul Utah (S.U.A.) prezintă, în sectorul Goose-Necks, meandre adîncite în formațiuni sedimentare cu structură tabulară *(Spence Air Photos).*



(fig. 26.23). Un exemplu bine cunoscut în S.U.A. este podul Rainbow de lîngă muntele Navajo, în sud-estul statului Utah; alte exemple pot fi văzute în Monumentul național al podurilor naturale de la White Canyon, în comitatul San Juan (statul Utah).

Meandrele adîncite nu oferă poziții ideale pentru șosele și căi ferate, dar în cîteva cazuri au oferit amplasamentele cele mai bune, disponibile pentru arterele de circulație. Acest lucru este bine ilustrat de rîul Moselle, ale cărui meandre adîncite din regiunea muntoasă a Ardenilor, în Belgia și R. F. a Germaniei, au fost utilizate în acest scop. Mai mult, pentru scurtarea distanțelor s-au săpat tuneluri prin pedunculele înguste ale meandrelor.

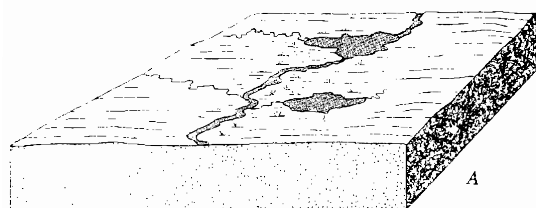
Capitolul 27 Ciclul de eroziune

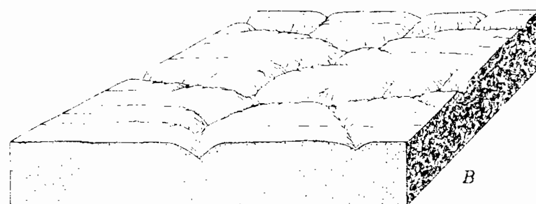
PÎNĂ ÎN PREZENT AM EXAMINAT tipuri individualizate de forme de relief produse prin meteorizație, deplasări în masă, scurgere de suprafață și acțiunea rîurilor. Vom discuta acum întregul aspect al denudării unei regiuni întinse, sub acțiunea combinată a acestor agenți. Să ne imaginăm o întindere de uscat — un continent sau o mare parte dintr-un continent — ridicată prin mișcările interne ale Pămîntului. Această ridicare constituie *stadiul inițial* al unui mare *ciclu de eroziune*, în cadrul căruia regiunea respectivă va trece succesiv de la tinerețe la maturitate și apoi la bătrînețe. Pentru simplificare, vom presupune că ridicarea masei terestre se produce rapid și că orice altă deformare a scoarței încetează apoi, lăsînd agenților de denudație o lungă perioadă de activitate continuă.

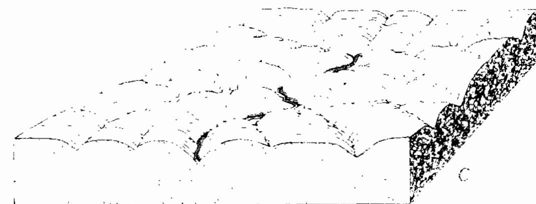
Un ciclu unic, ideal, de eroziune a uscatului nu va cuprinde toate fenomenele posibile. Există deosebiri în ceea ce privește formarea reliefului într-un climat umed sau arid. Ca atare, este necesar să descriem două cicluri, cîte unul pentru fiecare climă. În plus, unele întinderi de uscat inițiale au suprafețe relativ netede, fiind vechi funduri de mare care s-au boltit larg datorită mișcărilor epirogenetice ale scoarței. Altele, dimpotrivă, au un relief muntos, ca urmare a ruperii și încovoierii rocilor în timpul orogenezei. În prezentul capitol vom discuta două posibilități: o regiune de uscat cu relief neted, aflată într-o regiune cu climă umedă și un peisaj muntos, accidentat, aflat într-o regiune cu climă aridă.

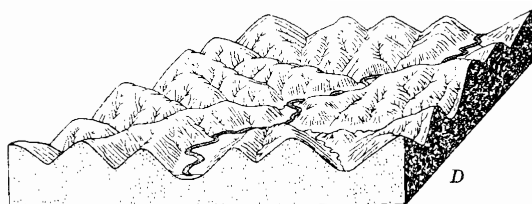
Ciclul de eroziune în regiunile cu climă umedă

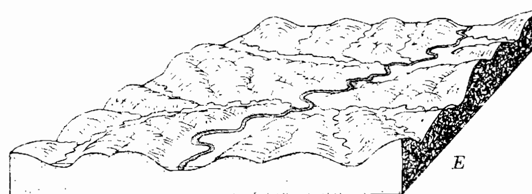
Masele de uscat formate prin ridicarea și bombarea unui fund de mare relativ neted prezintă pante line către mare. Un fragment din această zonă este arătat în blocdiagrama *A* din figura 27.1; avem de-a face aici cu *stadiul inițial* din evoluția unei regiuni. Scurgerea va fi dirijată cu timpul pe căile cele mai directe, formîndu-se în scurtă vreme rîurile. Așa cum am arătat în cadrul tratării ciclului evolutiv al unui rîu, acestea încep să sape văi tinere, în formă de V, în masa de uscat existentă. Mlaștinile și lacurile ce ocupă depresiunile puțin adînci ale suprafeței inițiale sînt curînd drenate.











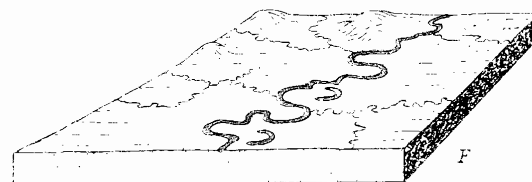


Fig. 27.1 Ciclul de eroziune a maselor terestre într-o zonă cu climă umedă. (după E. Raisz). *A*. **În stadiul inițial formele de relief nu sînt conturate și drenajul este slab.** *B*. **La începutul stadiului de tinerețe albiile rîurilor sînt înguste, iar interfluviile sînt întinse și netede.** *C*. **Spre sfîrșitul stadiului de tinerețe predomină relieful de versant, dar rămîn și unele regiuni înalte interfluviale.** *D*. **La maturitate predomină relieful format din versanții văilor și interfluviile înguste.** *E*. **Spre sfîrșitul stadiului de maturitate relieful devine domol, cu văi largi.** *F*. **În stadiul de bătrînețe se formează un relief de peneplenă cu monadnockuri.** *G*. **Mișcări epirogenetice pozitive pot duce la întinerirea reliefului, moment cu care începe un alt ciclu de denudație, prezentat aici la începutul maturității.**

Figura 27.1, *B* prezintă stadiul de *tinerețe timpurie* din ciclul de eroziune. Relieful regiunii — adică diferența de altitudine dintre fundul văilor și cumpenele apelor — se conturează acum rapid, deși între rîuri rămîn porțiuni relativ plane (fig. 27.2). Adîncindu-se, văile se și lărgesc, întrucît grohotișul se prăvălește de pe versanți în apa rîului. Suprafețele interfluviale se reduc astfel proporțional, în timp ce versanții abrupți ai văilor se extind. Din rîurile principale se ramifică micile văi ale afluenților, intensificînd fragmentarea reliefului.

Figura 27.1,*C* înfățișează mai departe evoluția regiunii de uscat, în cadrul căreia s-au format sisteme de văi bine dezvoltate. Suprafețele dintre albiile rîurilor se reduc, pînă cînd cea mai mare parte a lor capătă aspectul unor versanți abrupți — stadiu pe care îl putem numi *tinerețe tîrzie*. Relieful continuă să se accentueze datorită eroziunii pe verticală a rîurilor. Apoi însă, condițiile se schimbă radical. Cînd rîurile principale capătă profiluri longitudinale line și încep să-și formeze lunci, accentuarea formelor de relief încetează. Ultimele rămășițe din suprafața netedă din faza de tine-

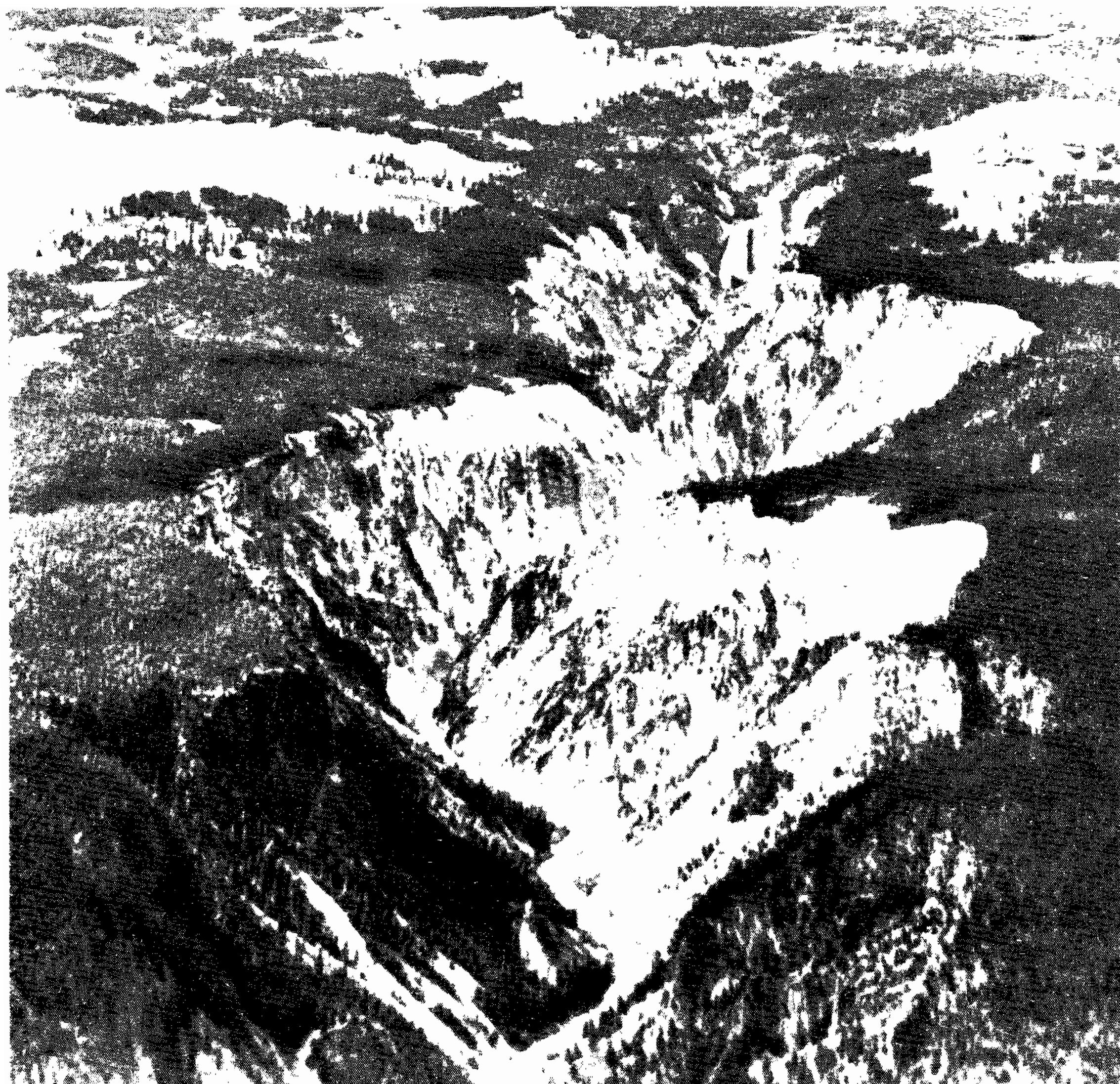


Fig. 27.2 Marele Canion al rîului Yellowstone, văzut de deasupra lui Inspiration Point, reprezintă un canion tînăr, adîncit în suprafața inițială a unui platou de lavă (foto *U.S. Army Air Service*).

rețe sînt acum distruse, iar versanții văilor se intersectează formînd cumpene înguste.

Stadiul de *maturitate* este atins atunci cînd relieful prezintă o dezvoltare maximă (fig. 27.1, *D* și 27.3). De acum înainte fundurile văilor coboară extrem de lent, în timp ce cumpenele dintre rîuri se reduc rapid. Astfel relieful regiunii este supus unui proces de nivelare. Pantele își reduc treptat unghiul (fig. 27.1,*E*). Eroziunea versanților datorită scurgerii de suprafață și mișcării gravitaționale în masă nu mai este la fel de activă ca în stadiile precedente.

Nivelul de bază și peneplena

După o perioadă mult mai lungă decît cea necesară pentru atingerea maturității, peisajul este redus la o suprafață joasă, ondulată, cînd se poate spune că începe stadiul de *bătrînețe* (fig. 27.1, *F*). Majoritatea apelor curgătoare au acum pante foarte mici și lunci întinse. Țelul final, care ar fi atins dacă ar exista timpul necesar, este reducerea uscatului la o suprafață coincizînd cu nivelul mării prelungit spre interior. Această suprafață imaginară se numește *nivel de bază (base level)*, constituind



Fig. 27.3 Vedere din avion a unei regiuni adînc fragmentate de eroziune, prezentînd un complex de albii și mici bazine de drenaj *(Spence Air Photos).*

atît nivelul către care tinde denudația, cît și o suprafață situată la nivelul apei. Deși nivelul de bază nu poate fi atins decît teoretic, în trecutul geologic al Pămîntului s-au realizat pe alocuri condiții foarte apropiate de el. Termenul de *peneplenă (peneplain)* se referă la o suprafață terestră cu relief foarte domol, care ia naștere în stadiul de bătrînețe al unui ciclu de denudație.

Peneplena nu este perfect orizontală, ci ușor ondulată cu pante line. Din această cauză, denudația continuă într-un ritm extrem de încet. Nu este ușor să stabilim numărul de ani necesari pentru ca o regiune să ajungă în stadiul de bătrînețe, întrucît aceasta depinde de înălțimea la care a fost ridicată inițial masa de uscat și de rezistența rocilor la meteorizație și eroziune. Putem eventual spune că în cazurile cunoscute din istoria geologică reducerea unei mase muntoase la starea de peneplenă a durat 15—50 milioane de ani.

Unele regiuni sînt formate din roci mai rezistente la meteorizație și eroziune. Pe măsura desfășurării ciclului, spre maturitate și bătrînețe, aceste roci mai tari rămîn înscrise în relief ca dealuri și munți izolați, care se remarcă deasupra peneplenei înconjurătoare (fig. 27.4). Acești martori se numesc *monadnock*-uri, după muntele Monadnock din sudul statului New Hampshire (S.U.A.).

Reîntinerirea

După formare, peneplenele sînt de regulă din nou înălțate prin mișcările scoarței. Aceasta se întîmplă în baza principiului enunțat mai sus, potrivit căruia forțele interne

ale Pămîntului acționează sporadic și perioadele de extremă stabilitate ale anumitor regiuni de pe glob se termină prin ridicări sau deformări evidente.

Peneplenele puternic cutate sau fracturate prin orogeneză sînt rapid atacate în cadrul ciclului de eroziune care urmează. Dacă, totuși, regiunea este doar înălțată cu cîteva sute sau mii de metri prin mișcări epirogenetice, resturi ale peneplenelor pot persista un timp îndelungat. Figura 27.1, *G* ilustrează acest fenomen. Asemănarea dintre acest stadiu și cel de tinerețe (prezentat în blocdiagrama *C*) este evidentă. Deosebirea principală constă în faptul că suprafața de uscat din blocdiagrama *C* reprezintă un vechi fund de mare, pe cînd cea din blocdiagrama *G* este o peneplenă înălțată. Pe peneplena înălțată drenajul este deja bine stabilit, astfel încît rîurile sînt doar întinerite și își sapă chei adînci în formă de V în vechile lor văi.

În stadiul de maturitate al celui de-al doilea ciclu, fosta peneplenă este total distrusă, o mai trădează doar crestele concordante ale dealurilor din întreaga regiune. Nu există o limită a numărului de cicluri prin care poate trece o regiune. Studiind morfologia unei regiuni poate fi reconstituită acțiunea a trei sau patru cicluri de eroziune.

Aspecte geografice ale ciclului de eroziune

Însemnătatea geografică a stadiilor ciclului de eroziune este evidentă. La început, relieful are aspectul relativ neted, cu drenaj slab și, adesea, cu întinderi mlăștinoase. Depunerile nisipoase de plajă lăsate de valuri pe măsura exondării uscatului constituie de regulă soluri nefertile. Un exemplu ni-l oferă zona de cîmpie litorală din statu Georgia și din nordul Floridei (S.U.A.)

Fig. 27.4 Muntele Stone, din platoul Piedmont, lîngă Atlanta (statul Georgia, S.U.A.), este un monadnock impozant de aproximativ 2,4 km lungime și 193 m înălțime față de peneplena înconjurătoare. Roca este un granit cenușiu deschis, aproape complet lipsit de fisuri, rotunjit în forma unui dom sub acțiunea proceselor de meteorizație (foto ***U.S. Army Air Service*****).**



Marea mlaștină Okefenokee ocupă o depresiune puțin adîncă pe vechiul fund de mare. Paralel cu coasta se întind lungi fîșii nisipoase de teren mai înalt. Nisipul poros permite spălarea din sol a substanțelor nutritive.

Nu toate regiunile aflate în stadiul inițial de denudare s-au ridicat din mare; unele, ca de pildă Cîmpiile Înalte (High Plains) din estul statului Colorado, vestul statului Kansas și nordul statului Texas (S.U.A.), au fost clădite de rîuri prin acțiunea de agradare și — cu toate că sînt remarcabil de plate — au un drenaj bun și nu prezintă mlaștini prea multe. Cîmpiile Înalte sînt foarte productive pentru cultura grîului, nu numai datorită solului și climei, dar și pentru faptul că terenul permite folosirea pe scară largă a mașinilor agricole.

Alteori, suprafețe noi de uscat iau naștere datorită curgerilor de lave, care, revărsîndu-se peste un relief preexistent, constituie un platou de lavă înalt și ondulat — de pildă platoul în care și-a săpat cheile rîul Yellowstone (fig. 27.2). Cîmpia rîului Snake din sudul statului Idaho (S.U.A.) oferă, de asemenea, un bun exemplu.

În regiunile cu relief tînăr populația se așează pe fîșiile relativ plate dintre văile adînci în formă de V. Aceste văi nu au lunci și ca atare șoselele, căile ferate, orașele și fermele sînt amplasate în sectoarele înalte. În regiunile cu relief matur, dimpotrivă, numai există porțiuni înalte netede; prin urmare acestea nu mai pot fi favorabile locuirii, agriculturii și transportului. Multe din regiunile muntoase ale lumii se află în stadiul de maturitate a ciclului de eroziune. Relieful foarte pronunțat și versanții abrupți au rezultat în urma unor mișcări recente de ridicare a scoarței. Zonele litorale, pe de altă parte, care se înalță, de exemplu, la numai 60—150 m deasupra nivelului mării, nu pot avea niciodată un relief accentuat, deoarece rîurile nu pot săpa sub nivelul general de bază. În unele regiuni puternic fragmentate, rîurile principale au atins deja deplina maturitate în cadrul propriilor lor cicluri evolutive, avînd lunci relativ întinse, deși regiunea înconjurătoare este foarte accidentată. În aceste cazuri activitatea omului se concentrează pe fundurile văilor.

Regiunile cu climă umedă sînt, de regulă, favorabile agriculturii în stadiul lor de maturitate tîrzie sau de bătrînețe. Pantele sînt moderate sau line și bine drenate. Solurile sînt groase, iar eroziunea lor poate fi ușor stăvilită. Șoselele și căile ferate traversează fără mari dificultăți suprafața ondulată a terenului sau urmăresc linia luncilor.

O mare parte din bazinul Amazonului este de fapt o peneplenă, dar pădurea deasă crescută aici datorită precipitațiilor bogate face ca regiunea să nu poată fi traversată decît cu mari eforturi. Luncile joase ale rîurilor mature cuprind mlaștini de netrecut. Peneplenele înălțate și crestate de văi într-un ciclu nou sînt comparabile geografic cu regiunile aflate în stadiul de tinerețe al ciclului de eroziune.

Rețelele de drenaj

O mare parte din suprafața uscatului terestru prezintă forme de relief născute în cursul ciclului de eroziune în condiții de climă umedă, dar stadiul inițial și cel al primei tinereți sînt slab reprezentate din cauza duratei lor scurte. Astfel, mari întinderi continentale se caracterizează prin sisteme de drenaj bine dezvoltate. Chiar și în deșerturi, unde ciclul este întrucîtva diferit, munții și podișurile prezintă sisteme de drenaj foarte asemănătoare celor din regiunile cu climă umedă. Dacă punem o foaie de calc peste o hartă topografică, putem trasa rețeaua hidrografică (fig. 27.5). O hartă la scară mai mare va indica probabil mult mai numeroase ramificații terminale decît cele din figura 27.5, dar principiile fundamentale pot fi ilustrate și cu ajutorul unei hărți generalizate. Principalele zone de cumpănă a apelor sînt de asemenea trasate (linii întrerupte), marcînd conturul principalelor bazine de recepție.

Pantele terenului converg spre obîrșia fiecărei albii, furnizînd cantități suficiente de apă, mai ales în timpul ploilor abundente pentru a asigura scurgerea rîului și a menține albia bine erodată, liberă de solul și vegetația ce ar putea s-o blocheze sau chiar s-o astupe (fig. 27.6). Pe o perioadă mai lungă, în timpul căreia ciclul de eroziune trece din stadiul de tinerețe la cel matur, terenul a fost împărțit între mici albii individuale, astfel încît fiecare dintre acestea primește cantitatea de scurgere necesară menținerii ei în activitate. Pantele versanților văii și pantele văilor s-au adaptat reciproc, astfel încît nici eroziunea nu este prea rapidă (ducînd la alungirea cursului unei ape pe seama celor învecinate) și nici

scurgerile nu sînt atît de reduse încît să determine colmatarea albiilor cu detritus. Continuă adîncirea lentă a albiilor și reducerea progresivă a versanților și a zonelor de cumpănă, dar cu o uniformitate generală pe întreaga regiune.

Ramificațiile terminale ale apelor se unesc între ele sau cu albiile mai mari, alcătuind astfel bazine de recepție de dimensiuni sporite. Albiile de scurgere se dezvoltă treptat ca dimensiuni și debit. Majoritatea confluențelor se realizează sub unghiuri ascuțite, astfel încît debitul este transportat către rîurile principale în modul cel mai direct posibil și concentrat în cît mai puține albii, asigurîndu-se în același timp fiecărui element din rețeaua de rîuri o zonă adecvată de scurgere de suprafață.

Legea lui Playfair

Pînă în anul 1800 mulți naturaliști considerau că văile rîurilor și celelalte forme de relief au apărut printr-un mare cataclism — o ridicare sau rupere a scoarței terestre. Se presupunea că ulterior rîurile au ocupat adînciturile astfel formate și că, implicit, văile au precedat rîurile, nefiind opera acestora.

Lui John Playfair, un geolog englez, i se atribuie prima formulare clară și convingătoare a părerii astăzi universal acceptată cu privire la rîuri și văile lor. În 1800 el a publicat următorul enunț, denumit acum *legea lui Playfair:*

„Fiecare rîu pare să fie format dintr-un curs principal, alimentat de mai mulți afluenți, fiecare curgînd printr-o vale proporțională cu mărimea sa și toate la un loc formînd un sistem de văi legate între ele și cu pante de scurgere atît de exact ajustate, încît nici una din confluențele cu valea principală nu se realizează într-un punct nici mai înalt, nici mai coborît; împrejurarea ar fi extrem de improbabilă dacă aceste văi n-ar constitui opera rîurilor care curg prin ele".

Cele trei puncte esențiale ale acestei legi, reformulate într-un mod mai abstract, sînt următoarele: *1.* văile sînt proporționale ca mărime cu rîurile ce curg prin ele; *2.* punctele de confluență sînt concordante ca nivel; *3,* ca atare, văile sînt săpate de rîurile ce curg prin ele, căci altfel punctele 1 și 2 ar fi „extrem de improbabile" prin simpla acțiune a hazardului.

În natură există și excepții de la legea lui Playfair. Pe alocuri putem observa că

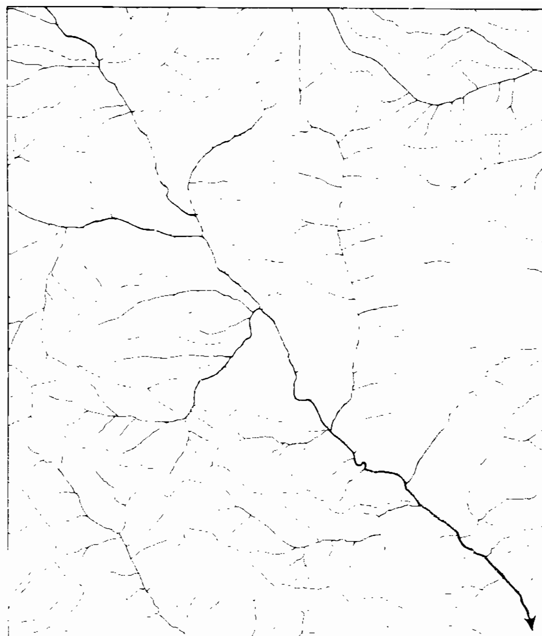


Fig. 27.5 Un sistem de drenaj se compune din numeroase bazine mici, fiecare adaptat ca dimensiuni și formă mărimii cursului de apă respectiv. Cursurile de apă sînt indicate prin linii continue, iar cumpenele apelor prin linii întrerupte.

un afluent formează o cascadă pentru a atinge nivelul rîului principal, sau că un rîu mic ocupă o vale foarte mare. Totuși, la o cercetare mai atentă vom descoperi condițiile locale deosebite care au condus la apariția acestor excepții. Regiunile cu roci dure, în care rețeaua hidrografică și-a desfășurat nestingherit activitatea lungi perioade de timp, confirmă invariabil adevărul legii lui Playfair.

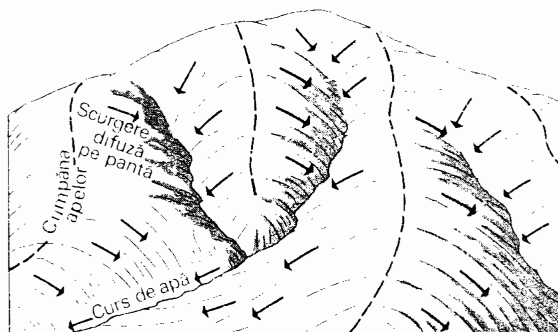


Fig. 27.6 Prin scurgerea superficială care are loc pe versanții zonei situate în cursul superior al unui sistem hidrografic, cele mai mici elemente ale rețelei de văi primesc apă și material aluvionar.

De la descrieri pur calitative ale sistemelor de drenaj și ale versanților legați de acestea, geomorfologia a ajuns la analize cantitative, în care se măsoară elementele peisajului pentru a fi ulterior tratate matematic. Aceste aspecte noi, discutate în capitolul 28, sprijină și exprimă, mai riguros decît o pot face cuvintele, conceptele ciclului de eroziune și legea lui Playfair.

Ciclul de eroziune a uscatului în regiunile cu climă aridă

Aspectul general al deșerturilor este foarte diferit de cel al regiunilor umede. Acest contrast se reflectă în deosebirile de vegetație și de relief. Trebuie totuși să subliniem că și în regiunile cu climat arid cad precipitații și că majoritatea formelor de relief din deșerturi sînt create prin acțiunea apelor curgătoare. Într-un anumit punct al unui deșert uscat poate cădea o ploaie abundentă doar o dată la cîțiva ani, dar cînd aceasta se întîmplă, albiile se umplu cu apă, care curge și efectuează aceeași acțiune ca și apele curgătoare permanente din regiunile umede. Surplusul de apă se scurge de pe versanți în albiile rîurilor, antrenînd particule de rocă, exact ca în regiunile umede. Putem chiar merge mai departe, afirmînd că, deși apa curgătoare este un fenomen relativ rar în deșerturile uscate, ea acționează cu o eficacitate sporită în perioadele respective. Explicația o găsim în lipsa aproape totală a vegetației din deșerturile aride. Puținii arbuști și ierburile ce supraviețuiesc nu pot proteja solul, scoarța de alterare sau roca în loc. Fără un covor vegetal gros, care să apere terenul și să rețină curgerea rapidă a apei, mari cantități de detritus grosier ajung în albia rîurilor. În cîteva minute, o albie seacă se transformă într-un șuvoi de apă noroioasă, puternic încărcat cu sfărîmături de rocă.

Din cele spuse mai sus s-ar putea înțelege că în deșerturi precipitațiile sînt mai intense decît în regiunile umede, ceea ce nu corespunde adevărului. În deșerturi aproape toate precipitațiile care cad în timpul unor furtuni cu descărcări electrice, deși sînt foarte intense și bogate, afectează doar micile suprafețe aflate în zona respectivă. De asemenea, averse chiar mai frecvente și mai bogate se produc și în regiunile umede, dar există și lungi perioade de ploi liniștite, continue, în timpul cărora solul se saturează cu apă. Mai mult, aerul din aceste regiuni tinde să fie umed, reducînd astfel evaporarea de la sol. În aceste condiții, vegetația crește din abundență, protejînd terenul. Nivelul apelor freatice urcă, iar rîurile se alimentează parțial din scurgerea de bază (cap. 25). Și în zona umedă ecuatorială majoritatea precipitațiilor provin din furtuni cu descărcări electrice, dar aceste furtuni se declanșează atît de des, încît aici poate crește o vegetație bogată. În deșerturi, perioadele dintre ploi sînt foarte lungi, nepermițînd decît creșterea cîtorva specii de plante rezistente. Relațiile dintre regimul climatic și structura vegetației sînt discutate pe larg în capitolele 20 și 21.

Deoarece în deșerturi ploile cad insular, rîurile care se scurg prin regiuni uscate se evaporă rapid, depunîndu-și încărcătura pe fundul albiilor. Una dintre cele mai importante generalizări cu privire la rîurile din regiunile deșertice afirmă că „cursurile de apă sînt mai scurte decît versanții". În locul unor rîuri lungi, al căror curs să poată fi urmărit pînă la mare, în regiunile de deșert vom întîlni rîuri în general scurte, ce se termină în dreptul unor conuri de dejecție sau pe funduri de lacuri secate, unde se acumulează roca sfărîmată.

Figura 27.7 reprezintă ciclul de eroziune dintr-o regiune aridă. În cadrul acestui ciclu ideal ne imaginăm o regiune muntoasă, formată prin cutarea sau fracturarea scoarței terestre și situată în porțiunea interioară a unui continent (blocdiagrama *A*). Relieful prezintă altitudini maxime la început, ele diminuîndu-se apoi succesiv. Între lanțurile de munți există numeroase depresiuni mari. Spre deosebire de regiunile umede, aceste depresiuni nu au apă, pentru a forma lacuri, ci rămîn uscate datorită evaporării foarte intense. Partea centrală netedă a acestor depresiuni constituie funduri de lacuri temporare — *playa*. Lacurile *playa* sînt puțin adînci, cu variații considerabile de nivel, dispărînd adesea cu totul pe lungi perioade de timp. Neavînd emisari, lacurile *playa* conțin apă sărată, a cărei salinitate depășește adesea pe cea a apei oceanice.

În timpul ciclului de eroziune, depresiunile intramontane se umplu cu sfărîmături de rocă, pe măsură ce masele muntoase adiacente furnizează material pentru conurile de dejecție (fig. 27.8). Cînd bazinele se colmatează cu aluviuni, iar masele muntoase prezintă o rețea complexă de canioane, culmi, cumpene de

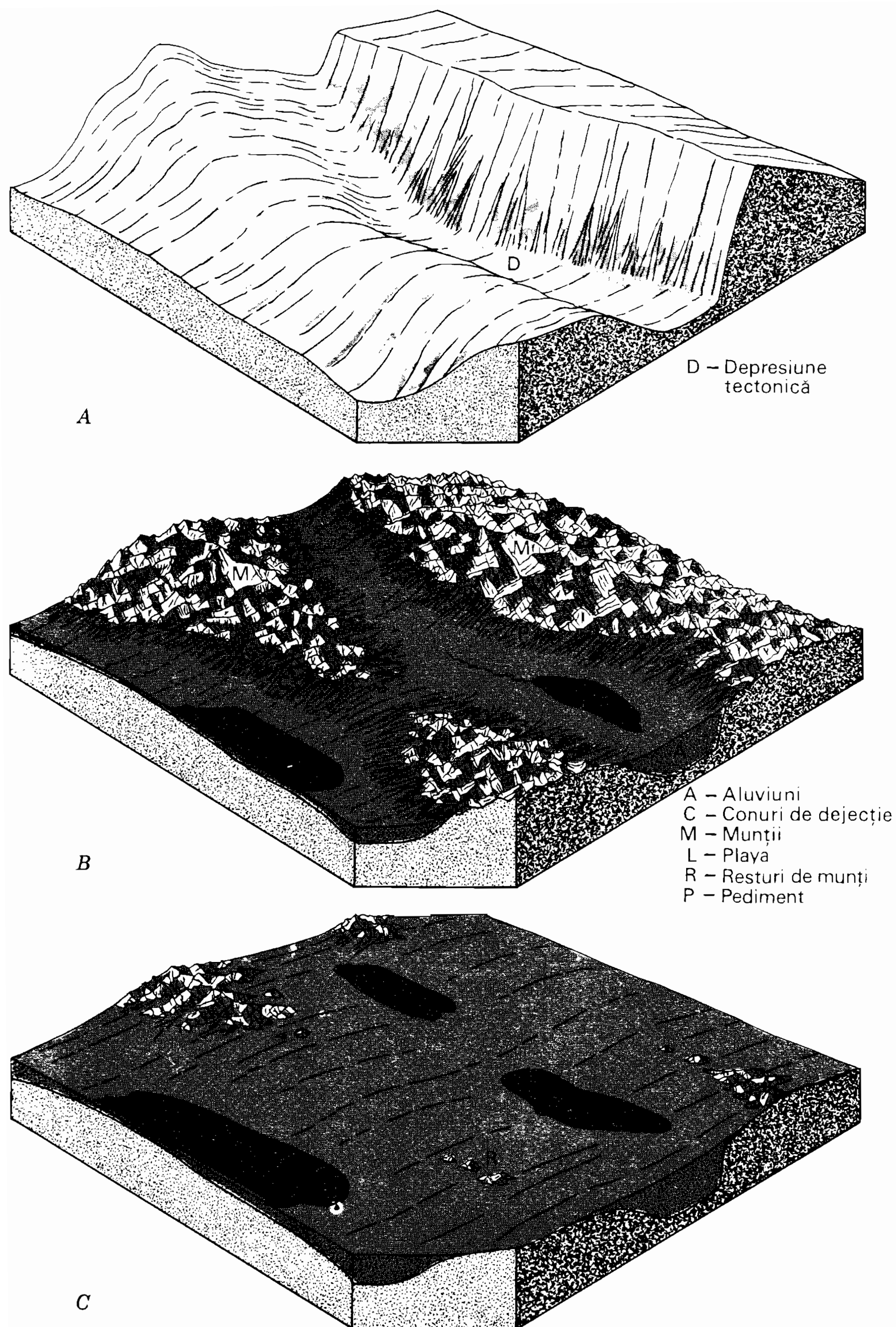


Fig. 27.7 Ciclul de eroziune în regiunea unui deșert muntos.
A, **În stadiul inițial, relieful creat de mișcările tectonice are altitudini maxime.**
B, **În stadiul de maturitate, relieful este fragmentat, iar bazinele sînt colmatate cu material proluvial și depozite de tip « playa ».**
C, **În stadiul de bătrînețe, relieful prezintă forme din ce în ce mai tocite, iar depozitele aluvionare au îngropat treptat masa muntoasă erodată, care apare, pe alocuri, ca niște insule.**

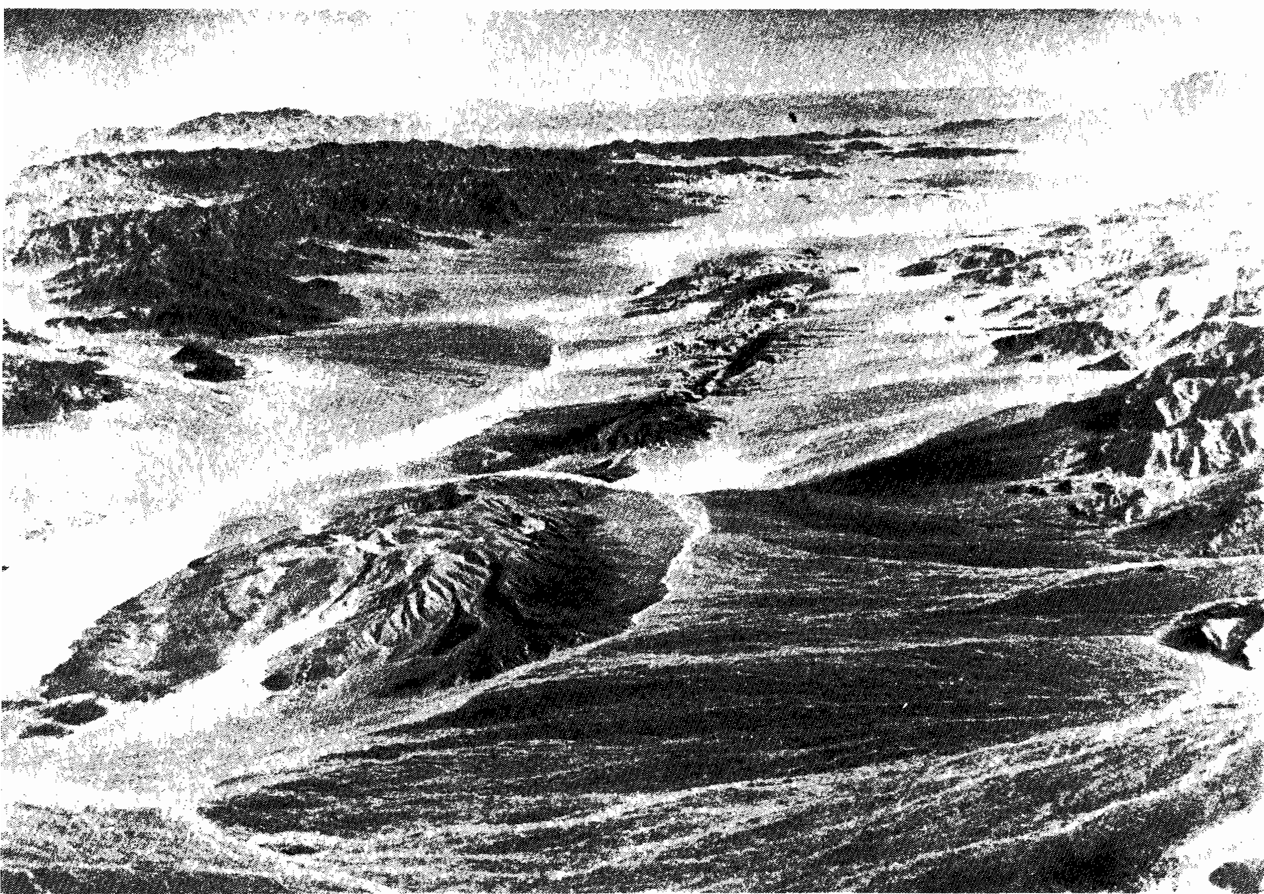


Fig. 27.8 Vedere din avion a regiunii Death Valley (statul California), caracterizată printr-un peisaj de deșert matur, asemănător celui din fig. 27.7, *B (Copyright Spence Air Photos).*

ape și piscuri, se poate spune că regiunea a intrat în *stadiul de maturitate* (fig. 27.7, *B*). Munții își reduc mai departe înălțimea prin tocire și prin depunerea continuă de aluviuni la baza lor.

Urmează *stadiul de bătrînețe*, cînd munții nu mai sînt decît niște mici insule — resturi ale maselor muntoase de odinioară (blocdiagrama *C*). În cele din urmă și aceste resturi, care pot fi comparate cu monadnock-urile unei peneplene, sînt erodate complet, regiunea luînd aspectul unei vaste cîmpii. Aceasta este un anumit tip de peneplenă, care însă nu s-a dezvoltat avînd ca bază nivelul mării, deoarece rîurile nu reușesc să ajungă atît de departe, și care se poate deci afla la sute de metri deasupra acestui nivel. Ea conține depresiuni puțin adînci, ocupate de lacuri *playa*. Aspectul acestor depresiuni se datorește în mare parte și vîntului, deosebit de eficace în regiunile de deșert, contribuind la formarea dunelor de nisipuri mișcătoare.

Pedimentele

În majoritatea regiunilor cu climat deșertic, cuvertura de bolovăniș, pietriș și nisip care se întinde de la baza abruptă a munților pînă la nivelul lacurilor *playa* reprezintă conurile de dejecție care se află sub strate groase de aluviuni fluviatile și curgeri de noroi provenite din munți. Pe alocuri, totuși, aceste aluviuni, care pot împrumuta aspectul exterior al conurilor de dejecție, nu formează decît o pătură groasă de 3—6 m, situată peste un strat înclinat de rocă în loc. O astfel de suprafață modelată în roci dure, situată la poalele unui lanț muntos sau la extremitatea unei linii de abrupturi, în deșert, se numește *pediment*. Secțiunile transversale din dreapta ale blocdiagramelor *B* și *C* (fig. 27.7) prezintă profilul suprafețelor de pediment dintr-o zonă îngustă, aflată între regiunea cu strate groase de aluviuni și masele muntoase.

Întrucît înclinarea pedimentului este aproximativ egală cu cea a învelișului aluvionar de deasupra, și întrucît învelișul aluvionar este format din materialul provenit din încărcătura de fund a rîurilor cu profil longitudinal lin, care ies din văile înguste ale munților, este de presupus că pedimentul suferă acțiunea de eroziune a apei. Rîurile mai mari exercită o puternică acțiune de eroziune în cursul superior ce pătrunde adînc înăuntrul regiunii muntoase. În cursul inferior, unde rîurile ajung pe fundul plat al bazinului, are loc o acțiune de agradare, de depunere. Ca atare, într-o zonă îngustă, intermediară, situată aproape de gura canionului, rîul va avea un profil longitudinal lin, putîndu-se deplasa lateral și subminînd roca versanților adiacenți. Acest proces denumit *planație laterală (lateral planation)*, face parte din activitatea normală a oricărui rîu, constituind, în regiunile umede, mijlocul prin care rîurile își lărgesc luncile.

Și alte procese sînt probabil importante în sculptarea pedimentelor, însemnătatea lor depinzînd de poziție și de tipul rocii din substrat. Între principalele ape care drenează văile de tip canion curg rîuri mai mici, izvorînd din ravene înguste cu pereți abrupți; cursuri cu albii și mai mici, pe care le-am putea numi *rigole (rills)*, drenează versanții, transportînd roca meteorizată și contribuind la tocirea versanților. Aceste ape curgătoare trebuie să-și ajusteze pantele, conformîndu-se pantelor de scurgere a rîurilor principale cu care se unesc; în acest fel, ele pot extinde pedimentul sub forma unei suprafețe continue de rocă, cu ondulații minore.

După formarea unui pediment sau a unui con de dejecție suspendat, torenții provenind din canioane umplu cu ușurință văile puțin înguste, provocînd revărsări sub forma unor strate relativ uniforme — *inundație în pînză (sheet flood)* — pe întregul versant. Unii geologi consideră că forța de eroziune a acestor inundații este un factor important în modelarea pedimentelor.

Deoarece după formarea sa pedimentul este în general acoperit cu aluviuni, singurul mod de a ne convinge de existența unui pediment este să vedem roca în loc, expusă prin eroziune ulterioară. Astfel pedimentul din figura 27.9 a fost crestat prin acțiunea rîurilor, expunînd roca din substrat în numeroase aflorimente. Nu cunoaștem cu certitudine cauza reactivării eroziunii rîurilor în acest caz; fenomenul se poate datora unei noi falieri a blocului muntos sau unei schimbări de climă care a tulburat profilul de echilibru al rîurilor.

Fig. 27.9 Roca de bază apare pe arii largi pe suprafața acestui pediment, la poalele Munților Dragoon, lîngă Benson (statul Arizona, S.U.A.) (foto Douglas Johnson).



Aspecte geografice ale ciclului de eroziune în regiunile aride

Aspectele geografice ale reliefului muntos din regiunile de deșert sînt bine ilustrate de vasta regiune care cuprinde statul Nevada, sudul Californiei, vestul Utah-ului și sudul statelor Arizona și New Mexico (S.U.A.). Străbătînd deșertul pe șosea, pe calea ferată sau în avion, observatorul poate identifica excelente exemple ce ilustrează stadii diferite ale ciclului de eroziune. Regiunea este slab populată și are o vegetație rară. În anul 1960 statul Nevada, aflat în întregime în această zonă, avea numai 285 000 de locuitori la o suprafață de 286 000 km^2 (În aceeași perioadă, statul Pennsylvania avea 11 000 000 de locuitori la o suprafață de 117 000 km^2). Marea întindere a terenurilor sterpe din această regiune poate fi întrucîtva apreciată dacă ne gîndim că explozia primei bombe atomice s-a putut efectua în secret într-un bazin intramontan din statul New Mexico.

Cel ce ajunge să cunoască acest peisaj de deșert muntos poate stabili că el este compus din trei elemente distincte: munți neospitalieri, puternic accidentați; enorme pedimente înclinate și conuri aluviale crestate de numeroase albii seci, puțin adînci și, în sfîrșit, de lacuri *playa* cu fund perfect neted, acoperite cu apă puțin adîncă sau o crustă de sare. Munții accidentați conțin, totuși, prețioase zăcăminte de substanțe minerale, de o mare valoare economică. Pantele conurilor de dejecție sînt practic inutilizabile, cu excepția celor cîteva puncte unde așezări izolate își obțin apa necesară din puțuri. Lacurile *playa* sînt și ele o sursă de bogății minerale, conținînd, adesea în cantități importante, săruri de calciu, sodiu și potasiu.

Capitolul 28
Analiza cantitativă a reliefului de eroziune

ÎN CAPITOLELE PRECEDENTE PEIsajele formate prin acțiunea combinată a meteorizației, a deplasărilor în masă, scurgerii difuze și a eroziunii fluviatile au fost tratate în cea mai mare parte într-un mod calitativ și descriptiv. O asemenea abordare a formelor de relief se conformează sistemului explicativ-descriptiv introdus de William Morris Davis în jurul anului 1890 (cap. 32). Cei mai mulți geomorfologi au urmat exemplul său. Timp de cîteva decenii clasificarea și descrierea reliefului au rămas aproape total lipsite de măsurători, cu excepția cîtorva parametri ca lungimea, lățimea, înălțimea și suprafața aproximativă a elementelor peisajului geografic. Comparațiile se făceau cu ajutorul unor adjective ca „mai abrupt" sau „mai lin", „mai rapid" sau „mai lent", „bine adaptat" sau „slab adaptat".

Trebuie să avem în vedere că hidrologia și climatologia — discipline strîns legate de geomorfologie — s-au bazat de la început pe exprimări cantitative. Timp de decenii s-au strîns cu dificultate și s-au calculat valorile medii, pe decenii, privind temperatura aerului, presiunea atmosferică, vînturile, umiditatea, nebulozitatea și precipitațiile. Cursurile de apă au fost măsurate continuu pentru a se obține informații despre debitul lor. Studiul scurgerilor — fie pe versant, fie prin albii — a fost efectuat de asemenea pe o bază strict cantitativă. Din punct de vedere istoric, deci, pînă de curînd, geomorfologia s-a deosebit în această privință de climatologie și hidrologie. Și pedologia, mai ales sub aspectul clasificării și răspîndirii principalelor tipuri de soluri, a fost pînă de curînd calitativă și descriptivă. Dar lucrurile s-au schimbat în toate aceste domenii clasice ale geografiei fizice, ca și în domeniile geografiei umane. Cuantificarea s-a instalat definitiv. Metodele statisticii matematice sînt acum folosite curent. În toate ramurile geografiei cercetătorii caută să exprime relațiile constatate sub forma unor modele matematice. În consecință, o introducere în geografia fizică va trebui să includă o scurtă privire asupra acestor noi preocupări ale geomorfologiei.

Sistemele de eroziune fluviatilă

Deși metodele cantitative de studiu se pot aplica oricărui grup de forme de relief, ce a luat naștere prin procese de eroziune sau acumulare, capitolul de față se limitează la examinarea unui peisaj dominat de

procesele de eroziune și transport ale apelor curgătoare. Încă de la cumpăna apelor, scurgerile pe versanți aduc în albii apă și material provenit din dezagregarea rocilor, pe care rîurile îl scot apoi în afara sistemului respectiv. Sistemul se numește *sistem de eroziune fluvială*, recunoscîndu-se astfel rolul dominant al apei curgătoare. Eroziunea eoliană, deplasarea păturii de sol și alte forme de deplasări în masă (cap. 24), deși însemnate sînt privite ca fenomene de ordin secundar.

Sistemul ideal de eroziune fluviatilă folosit în analiza noastră este cel descris în capitolul 27 ca reprezentînd stadiile de maturitate și de bătrînețe în cadrul ciclului de denudație într-o regiune cu climă umedă. Regiunile cu eroziune avansată au fost ilustrate în figurile 27.1,*D* și 27.3. În aceste regiuni procesul de denudație a acționat vreme îndelungată, astfel încît acum toată suprafața este ocupată de bazine de drenaj apropiate între ele. Cu excepția micilor lunci ale rîurilor principale, predomină acțiunea de transport a apei și a materialului detritic de către principalele rîuri ale regiunii. Conurile aluviale, deltele și fundurile de văi late, aluvionate, nu sînt cuprinse în acest sistem, ele constituind forme de relief de acumulare.

Sistemul fluviatil descris mai sus poate fi întîlnit și în medii aride sau semiaride. De pildă, în regiunile muntoase intens fragmentate din figura 27.7,*B* își exercită activitatea mai multe sisteme de eroziune fluviatilă. Dacă analiza se limitează la aceste porțiuni, excluzînd pedimentele, conurile aluviale și lacurile „playa" din bazinele intramontane, principiile sînt aceleași ca în cazul unei regiuni umede, cu un mare surplus anual de apă. E adevărat că în zonele de deșert versanții munților sînt în mare măsură lipsiți de înveliș vegetal, avînd soluri slab dezvoltate, cu textură grosieră. E de asemenea adevărat că infiltrarea apei subterane în albiile rîurilor joacă un rol minor în acest caz, scurgerea de bază fiind de regulă absentă. Totuși, în ciuda unor deosebiri evidente, sistemele fluviatile sînt foarte asemănătoare ca geometrie în regiunile umede și aride, dacă comparăm zonele cu o fragmentare înaintată.

Așa cum se va vedea în capitolele următoare, rezistența diferită a maselor de rocă la meteorizație și eroziunea fluviatilă au o foarte mare importanță în formarea reliefului. În multe locuri joacă un rol însemnat și structura geologică. Prezentînd principiile unui sistem ideal de eroziune fluviatilă vom porni de la premisa că roca-mamă subiacentă are o compoziție și structură uniformă în întreaga sa masă. O premisă similară am folosit și în descrierea ciclului de eroziune a uscatului (cap. 27). De fapt, există numeroase regiuni cu un grad înalt de asemenea uniformitate. Un exemplu ni-l oferă zona așezată pe un batolit granitic (cap. 22).

Elementele morfometriei fluviale

Măsurarea formei (geometriei) oricărui corp natural — plantă, animal sau trăsătură de relief — se numește *morfometrie*. Termenul de *morfometrie fluvială* desemnează măsurarea proprietăților geometrice ale suprafeței de teren dintr-un sistem de eroziune fluvială.

Morfometria fluvială poate părea, la prima vedere, o operație extrem de complexă. Știm cu toții că nu există două forme de relief perfect identice și că peisajele se deosebesc între ele prin anumite detalii, tot așa cum nu există două fețe omenești absolut asemănătoare. Recunoașterea oamenilor și a locurilor nu este posibilă decît datorită unei configurații distincte a ansamblului de forme. Totuși, componentele de bază ale formelor complexe sînt în esență similare, putînd fi descrise și clasificate sistematic.

Care sînt elementele morfologice esențiale ale unui relief de eroziune fluvială? Primele și cele mai simple sînt proprietățile *liniare* ale sistemului de albii. Se analizează un sistem ramificat de linii. Indiferent de lățimea lor reală, toate albiile rîurilor sînt considerate linii ideale cu o lățime infinit de mică. Proprietățile liniare se limitează deci la numere, lungimi și aranjamente ale unor serii de segmente liniare. Deși aceste linii prezintă în realitate anumite înclinări față de orizontală (toate rîurile au o pantă), analiza proprietăților liniare se face pe baza proiecției orizontale a sistemului de albii. Metoda se numește *planimetrică*, adică de „măsurare într-un singur plan".

A doua clasă de elemente de formă ale unui sistem de eroziune fluviatilă cuprinde *proprietățile areale* (de arie) ale bazinelor de recepție. Și în acest caz suprafața terenului este proiectată pe un plan orizontal și, implicit, analizată planimetric. Proprietățile areale includ ariile bazinelor de recepție, ca și descrierea formei (conturului) acestor bazine. Aria este un element bidimensional, reprezentînd produsul lungimii cu lățimea,

pe cînd liniile nu au decît dimensiunea lungimii. Generalizînd, putem spune că ariile asigură cel mai bine funcția de interceptare a precipitațiilor și de furnizare a detritusului de rocă, în timp ce liniile (albiile) asigură cel mai bine funcția de transport a apei și detritusului.

A treia clasă de elemente morfologice o constituie *proprietățile reliefului*. Relieful intervine prin înălțimea relativă a punctelor de pe suprafețe și de pe linii în raport cu o bază de referință orizontală. Trăsăturile reliefului se asociază cu o a treia dimensiune, perpendiculară pe baza orizontală, pe care se fac măsurătorile planimetrice. O grupă de elemente morfologice o oferă relieful însuși, definit ca înălțimea unui punct deasupra bazei planimetrice, sau diferența de înălțime dintre două puncte. Cu alte cuvinte, relieful exprimă valoarea dimensiunii verticale a formei de relief. Un alt grup de elemente morfologice din această clasă îl reprezintă pantele suprafețelor de teren și ale albiilor de rîuri. Măsurătorile respective indică intensitatea scurgerilor și a proceselor de eroziune și transport.

În paginile ce urmează vom descrie cîteva elemente mai importante de cercetare morfometrică a sistemelor fluviale, bazîndu-ne pe o serie de legi și generalizări. În plus, deoarece descrierile formelor au un caracter static, este util să ținem seamă de modul în care formele se schimbă în timp. Dacă relieful generat de apele curgătoare se schimbă cu trecerea timpului, în cadrul ciclului de denudație descris de W. M. Davis, putem măsura aceste schimbări și defini stadiile respective în termeni strict cantitativi, folosind datele morfometrice strînse din diferite zone. Valoarea științifică a morfometriei crește și mai mult cînd forma este legată de procesul hidrologic. De exemplu, vom examina relația dintre suprafața bazinului de recepție și debitul rîului principal.

Ordinele cursurilor de apă

Pornind de la proprietățile liniare ale unui sistem fluviatil, vom aborda mai întîi structura sistemelor ramificate de albii, pe care le considerăm linii trase într-un plan.

Avînd harta unei rețele complete de albii, putem subdivide această rețea în *segmente de albie*, conform unei ierarhii de ordine de mărime, atribuind ordinelor o succesiune de numere, așa cum se arată în figura 28.1. Fiecare albie periferică constituie un segment de *primul ordin*. La confluența a două segmente de primul ordin apare o albie de *ordinul al doilea*, care se continuă pînă în punctul de unire cu o altă albie de ordinul al doilea, unde ia naștere un segment de *ordinul al treilea*, și așa mai departe. Dacă un segment de primul ordin se unește cu un segment de ordinul al doilea sau al treilea, în punctul respectiv nu se produce totuși o mărire a ordinului. Rîul principal dintr-un bazin de recepție poartă numărul de ordin cel mai mare din întregul sistem. De regulă albiile de ordinul întîi și al doilea nu au apă decît pe vreme ploioasă.

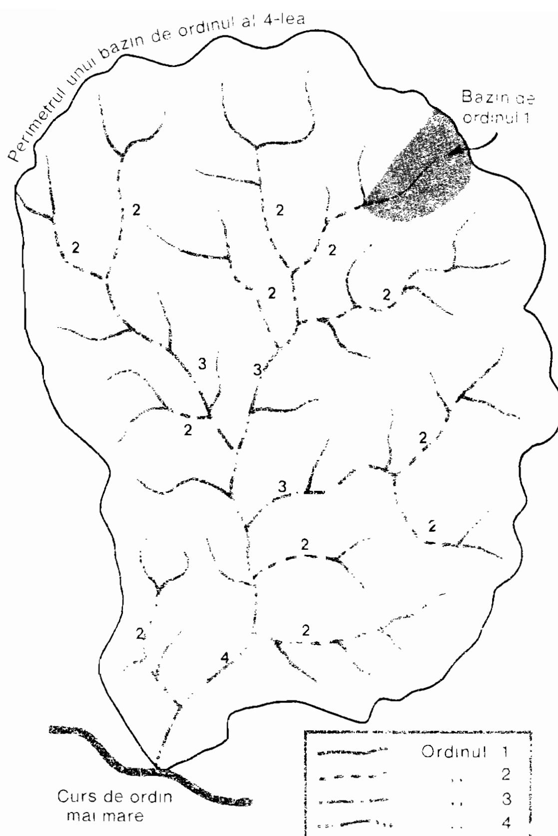


Fig. 28.1 Segmentele unui sistem ramificat de ape curgătoare cu ordinele de mărime atribuite.

Dacă împărțim în segmente un mare număr de rețele de albii dintr-o regiune, stabilind ordinul fiecăruia pe baza regulilor de mai sus, putem face unele generalizări despre forma și dimensiunile rețelei de drenaj a regiunii respective. Să examinăm mai întîi distribuția numărului segmentelor din fiecare ordin într-un singur bazin de recepție. Pe o

hartă la scară mare a unui bazin de recepție din regiunea Big Badlands (statul South Dakota) s-au stabilit numerele de ordine ale tuturor segmentelor de rîu. Segmentele din fiecare ordin au fost apoi numărate, obținîndu-se datele din tabelul 28.1. Ordinul segmentului este indicat prin simbolul u, iar numărul segmentelor de un anumit ordin prin simbolul N_u. Raportul dintre numărul segmentelor de un anumit ordin și numărul segmentelor de ordin imediat superior este *raportul* sau *coeficientul de bifurcație* (simbol R_b). Coeficientul de bifurcație al ordinelor succesive este definit ca:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

În exemplul referitor la regiunea Big Badlands există de circa trei ori mai multe segmente de primul ordin decît segmente de ordinul al doilea; de peste patru ori mai multe segmente de ordinul al doilea decît segmente de ordinul al treilea; de 3,66 ori mai multe segmente de ordinul al treilea decît segmente de ordinul al patrulea; de trei ori mai multe segmente de ordinul al patrulea decît segmente de ordinul al cincilea. Diferențele dintre acești coeficienți de bifurcație se pot datora variațiilor accidentale de formă ale rețelelor de rîuri. Media celor patru coeficienți de bifurcație se apropie de 3,5, constituind o bună valoare reprezentativă a progresiei.

Studiul unui mare număr de rețele confirmă principiul că într-o regiune cu climă, tip de rocă și stadiu de dezvoltare uniforme coeficientul de bifurcație tinde să rămînă constant între ordine. Sistemele fluviale naturale se caracterizează printr-o valoare a coeficientului de bifurcație situată între 3 și 5.

TABELUL 28.1*

Ordinul (u)	Numărul segmentelor (N_u)	Coeficientul de bifurcație (R_b)
1	139	
		3,02
2	46	
		4,18
3	11	
		3,66
4	3	
		3,00
5	1	

* Date din K. G. Smith, 1958

Un cunoscut inginer hidrotehnician, Robert E. Horton, a formulat următoarea lege a numărului rîurilor: *numărul segmentelor de rîu de ordin succesiv inferior dintr-un bazin tind să formeze o progresie geometrică, începînd cu un singur segment de ordinul maxim și mărindu-se cu un raport constant, reprezentat de coeficientul de bifurcație.* De exemplu, dacă coeficientul de bifurcație este 3, iar segmentul principal este de ordinul al șaselea, numerele segmentelor vor fi 1, 3, 9, 27, 81 și 243.

O progresie geometrică a numerelor (cum este cea de mai sus) are un raport de creștere constant, adică fiecare număr superior lui 1 este triplul numărului precedent. Cînd o progresie geometrică este reprezentată pe o scară cu raport constant (logaritmică), numerele seriei se dispun la intervale egale pe scară. Să construim acum un grafic în care numerele rîurilor (N_u) sînt reprezentate pe o scară verticală cu raport constant, iar ordinele (u), pe o scară orizontală aritmetică (fig. 28.2). Deși punctele nu formează o dreaptă perfectă, abaterile de la această dreaptă sînt foarte mici. Figura 28.2 conține de asemenea reprezentarea grafică a unei secvențe similare de date din bazinul de recepție al rîului Allegheny (tabelul 28.2). Acest bazin mai mare are 7 ordine, numărul rîurilor din fiecare ordin fiind deci mult mai mare decît în primul exemplu. Mai mult, punctele indică abateri sporite de la linia dreaptă. Chiar și așa însă, succesiunea punctelor poate fi considerată o dreaptă.

Relația dintre ordinele și numerele care constituie o progresie geometrică reprezintă un model matematic numit *funcție exponențială negativă*. Iată acum forma legii lui Horton cu privire la numărul rîurilor:

$$N_u = R_b^{(k-u)}$$

Simbolurile N_u, u și R_b au semnificațiile de mai sus. Simbolul k reprezintă ordinul cursului de apă principal, desemnînd segmentul de ordin maxim. Există, firește, un singur asemenea segment. În figura 28.2 valoarea lui k pentru exemplul din Big Badlands este 5; pentru bazinul rîului Allegheny valoarea este 7. Nu trebuie să uităm că ecuația aceasta este valabilă numai pentru valori întregi ale lui u (de exemplu 1,2, 3,4 etc.), neexistînd valori intermediare în cadrul definiției adoptate pentru ordinul unui segment de rîu.

Iată o verificare a ecuației exponențiale. Considerăm o rețea ideală, cu coeficientul de

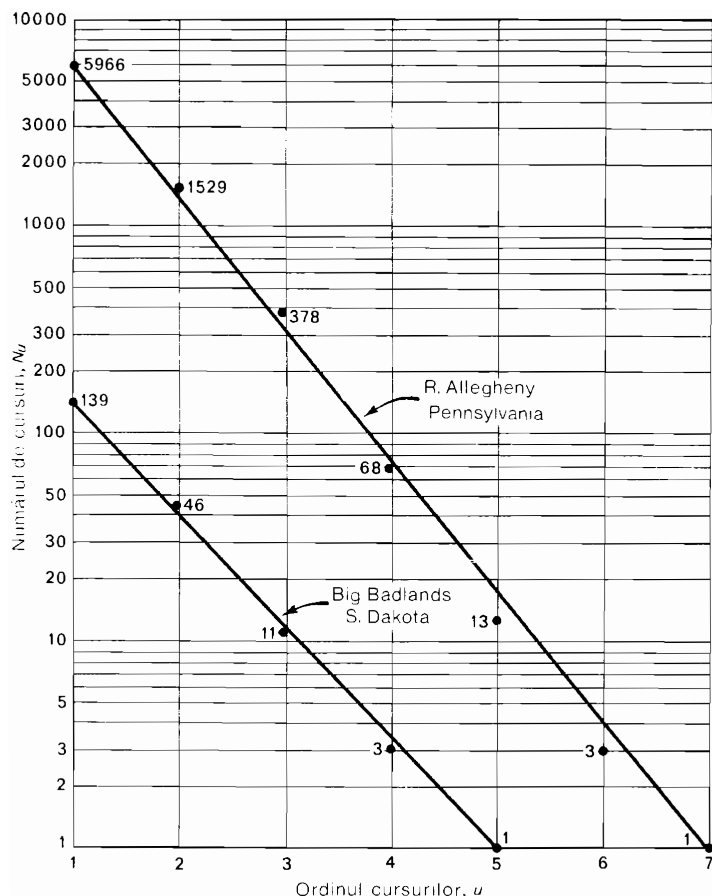


Fig. 28.2 Numărul segmentelor de rîu din fiecare ordin, funcție de ordinul respectiv, reprezintă o dreaptă de regresie de formă exponențială negativă (date din M. E. Morisawa, 1959 și K. G. Smith, 1958).

TABELUL 28.2 CARACTERISTICILE BAZINULUI DE RECEPȚIE AL RÎULUI ALLEGHENY

Ordinul	Numărul segmentelor	Coeficientul de bifurcație	Lungimea medie a segmentelor (mile)	Lungimea medie cumulată (mile)	Coeficientul de lungime	Suprafața medie a bazinului de recepție (mile²)
u	N_u	R_b	$\bar{L}_u$	$\bar{L}_u$	R_L	$\bar{A}_u$
1	5 966		0,09	0,09		0,05
		3,9			3,3	
2	1 529		0,3	0,4		0,15
		4,0			2,7	
3	378		0,8	1,2		0,86
		5,7			3,1	
4	68		2,5	3,9		6,1
		5,3			2,8	
5	13		7,0	11		34
		4,3			2,9	
6	3		20	31		242
		3,0				
7	1		8+ (incomplet)			550 (incomplet)

* Date din Marie E. Morisawa, 1959

bifurcație 3. Să presupunem că ordinul maxim k este 5.

Ordinul u	Numărul segmentelor N_u	Coeficientul de bifurcație R_b
1	81	
		3,0
2	27	
		3,0
3	9	
		3,0
4	3	
		3,0
$k = 5$	1	
	$N_u = 121$	

Să determinăm acum numărul de segmente de ordinul al doilea (N_2), știind numai că coeficientul de bifurcație este 3, iar $k = 5$. Înlocuind în ecuație obținem:

$$N_2 = 3^{(5-2)} = 3^{(3)} = 27$$

Horton a mai observat că numărul total de segmente din întregul bazin de recepție se poate exprima astfel:

$$\Sigma N_u = \frac{R_b^k - 1}{R_b - 1}$$

Simbolul ΣN_u înseamnă „suma segmentelor din fiecare ordin''. (Litera grecească *sigma* arată că este necesară adunarea tuturor termenilor). Verificînd această ecuație cu seria ideală de numere în care $R_b = 3$ obținem:

$$\Sigma N_u = \frac{3^5 - 1}{3 - 1} = \frac{243 - 1}{2} = \frac{242}{2} = 121$$

Lungimea cursurilor de apă

Revenind la harta rețelei de drenaj (fig. 28.1), observăm că segmentele de primul ordin au în medie lungimea cea mai mică și că segmentele devin mai lungi pe măsură ce crește ordinul. Tabelul 28.2 prezintă măsurătorile pentru o porțiune din bazinul rîului Allegheny, în comitatul McKean (statul Pennsylvania).

Rîul principal din acest bazin este de ordinul al șaptelea, dar lungimea lui totală nu a fost măsurată complet în amonte de stațiunea de măsurare aleasă arbitrar ca gură a bazinului. Ca atare, nu ne vom ocupa decît de primele șase ordine.

Lungimea medie a segmentelor, în mile, crește cu un raport de aproximativ 3 la fiecare mărire a ordinului. Acest raport de creștere a lungimii se numește *raport* sau *coeficientul de lungime (length ratio)* (simbol R_L) și tinde să rămînă aproximativ constant pentru întregul sistem de recepție. Variațiile accidentale ce se pot produce în configurația oricărui sistem de drenaj creează inegalități ale coeficientului de lungime observat de la un ordin la ordinul următor.

Definiția coeficientului de lungime este similară celei a coeficientului de bifurcație:

$$R_L = \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_{u-1}}$$

Simbolul L_u reprezintă lungimea medie a tuturor segmentelor de ordinul u. În practica morfometrică se măsoară cu un curbimetru toate segmentele de un anumit ordin pe o hartă, citindu-se lungimea totală. Această valoare este apoi împărțită la numărul de segmente de ordinul respectiv, obținîndu-se lungimea medie. Exprimată matematic, operația are forma:

$$\bar{L}_u = \frac{\Sigma L_u}{N_u}$$

în care ΣL_u indică „suma lungimilor tuturor segmentelor de rîu de ordinul u''.

Studiul a numeroase sisteme de drenaj l-a condus pe Horton la formularea *legii lungimilor rîurilor* care, cu unele modificări, sună astfel: *lungimile medii cumulate ale segmentelor de rîu din ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică începînd cu lungimea medie a segmentelor de primul ordin și mărindu-se cu un coeficient de lungime constant.* Cuvîntul „cumulat'' denotă că lungimile medii se adaugă progresiv (se cumulează) începînd cu ordinul al doilea. Pentru ordinul al doilea se însumează lungimile medii ale ordinului întîi și al doilea; pentru ordinul al treilea lungimile medii ale ordinelor întîi, al doilea și al treilea, și așa mai departe. În tabelul 28.2 există o coloană a lungimilor medii cumulate imediat în dreapta coloanei lungimilor medii.

Ca și în cazul legii ordinelor rîurilor, putem exprima matematic legea lungimii rîurilor printr-o ecuație de regresie exponențială. Figura 28.3 este un grafic în care lungimile medii cumulate ale rîurilor sînt reprezentate pe o scară cu raport constant (logaritmică) pe axa verticală; ordinul este reprezentat pe o scară aritmetică, pe axa orizontală. Dacă punctele reprezentate alcătuiesc o linie aproape dreaptă, putem considera acest lucru ca o confirmare a valabilității legii lui Horton cu privire la lungimile rîurilor. În cazul datelor pentru bazinul rîului Allegheny (tabelul 28.2) punctele

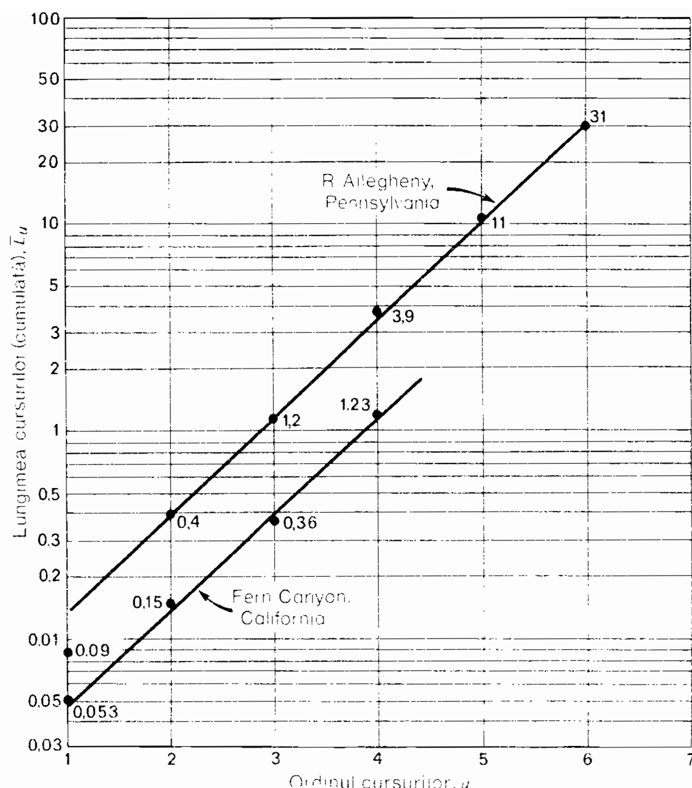


Fig. 28.3 Lungimea medie a cursurilor de fiecare ordin (cumulată) în funcție de ordin reprezintă o dreaptă de regresie de formă exponențială pozitivă (date din M. E. Morisawa, 1959, și J. C. Maxwell, 1960).

pentru ordinele 2—6 formează o linie remarcabil de dreaptă, pe cînd punctul pentru ordinul 1 deviază apreciabil. Deoarece fiecare segment de primul ordin are o terminație liberă ce nu se poate determina exact, este posibil ca numeroase asemenea segmente să nu fi fost măsurate complet. În cazul canionului Fern — un bazin de recepție din California, de asemenea indicat în figura 28.3 — legătura rectilinie a punctelor este excelentă. Observăm că lungimile medii diferă considerabil pentru același ordin între diverse bazine, ceea ce ne duce la concluzia că segmentele dintr-un sistem de rîuri au o gamă largă de dimensiuni. Notăm că liniile sînt înclinate în sus de la stînga spre dreapta, în timp ce cele din reprezentarea număr-ordin (fig. 28.2) se înclină în jos de la stînga spre dreapta.

Această lege a lui Horton este exprimată matematic prin următoarea ecuație:

$$\bar{L}_u = \bar{L}_1 R_L^{(u-1)}$$

în care L_1 indică lungimea medie a segmentelor de primul ordin. (Celelalte simboluri au fost definite mai sus.)

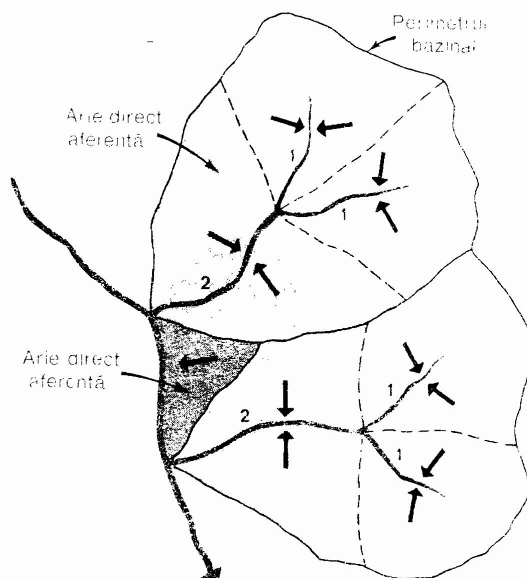


Fig. 28.4. Bazine adiacente de ordinul 1 și 2, cu arii direct aferente (suprafețe interbazinale).

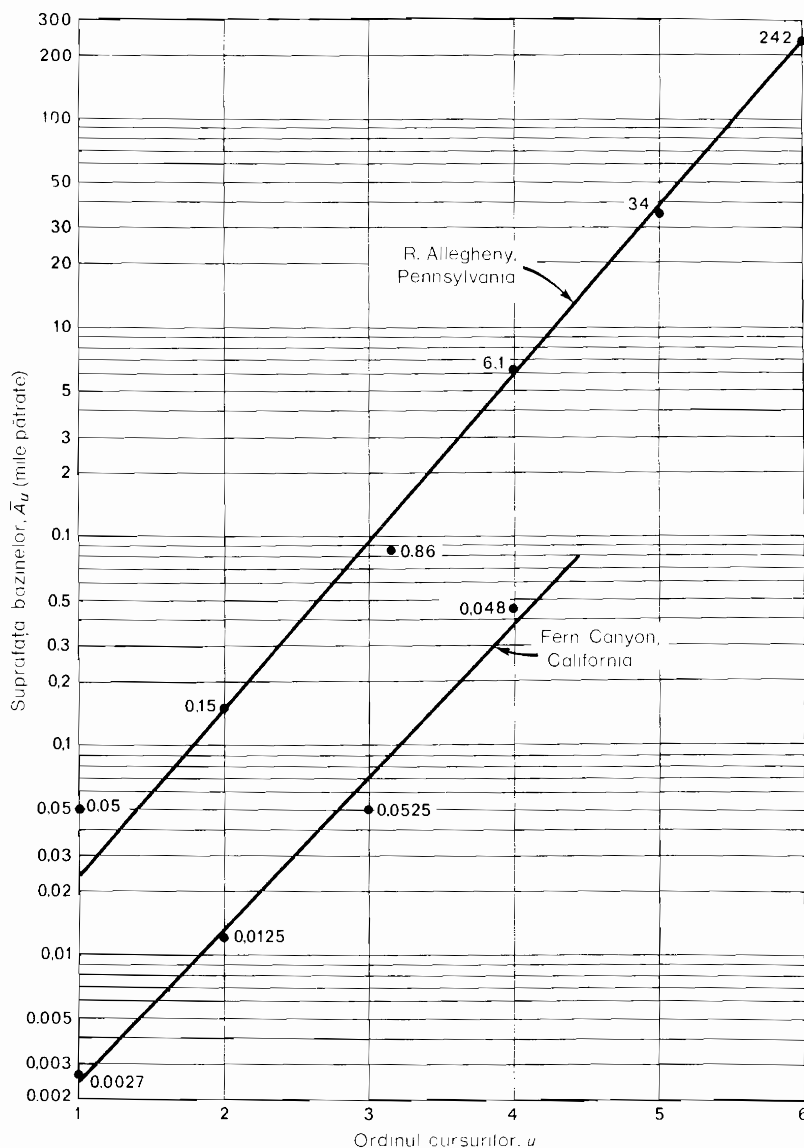


Fig. 28.5 Suprafața medie a bazinelor din fiecare ordin, funcție de ordinul respectiv, reprezintă o dreaptă de regresie de formă exponențială pozitivă (date din M. E. Morisawa, 1959 și J. C. Maxwell, 1960).

Suprafețele bazinelor

Ocupîndu-ne acum de suprafața bazinelor de recepție, putem studia relația dintre suprafața medie a unui bazin de un anumit ordin (simbol $\bar{A}_u$) și ordinul propriu-zis. În multe privințe această relație este similară celei dintre lungimile medii ale rîurilor și ordine. Mai întîi, trebuie să examinăm modul în care mărimea suprafețelor contribuie la bazinele din fiecare ordin.

Figura 28.4 reprezintă un grup de bazine de ordinele 1 și 2 (patru bazine de primul ordin și două bazine de ordinul al doilea). Bazinele de ordinul al doilea contribuie la realizarea scurgerii în albia unui rîu de ordinul al treilea. Ordinele albiilor sînt indicate prin numere, iar direcția scurgerii pe versant prin săgeți scurte. În fiecare bazin de primul ordin toată suprafața bazinului hidrografic participă la scurgerea prin albiile de primul ordin. În fiecare bazin de ordinul al doilea, luat ca întreg, numai o parte din scurgerea de pe versant ajunge direct în albiile de primul ordin. Se indică, în plus, două zone triunghiulare sau trape-

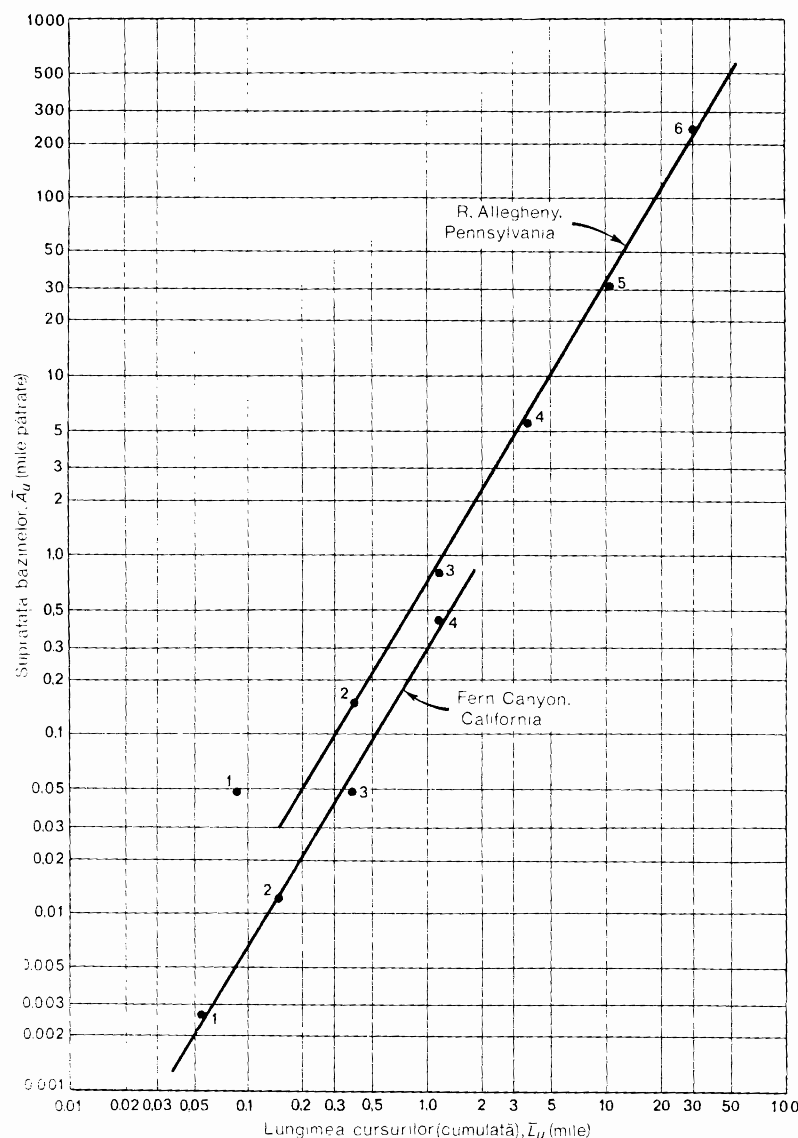


Fig. 28.6 Regresie de formă funcţie de putere descriind relaţia dintre suprafaţa medie a bazinului şi lungimea medie a cursurilor de apă (cumulată) (date din M. E. Morisawa, 1959 şi J. C. Maxwell, 1960).

zoidale, în care scurgerea pe versant ajunge direct în albia de ordinul al doilea. Aceste suprafeţe se numesc *interbazinale* sau *direct aferente*. Vedem deci că suprafaţa unui întreg bazin de ordinul al doilea este suma bazinelor de primul ordin pe care acesta le conţine, plus toate suprafeţele direct aferente din perimetrul său.

Pentru fiecare bazin de ordin superior există suprafeţe direct aferente care contribuie direct la scurgerea prin albia de ordin maxim. O asemenea arie, indicată în figura 28.4 contribuie la o scurgere prin albia de ordinul 3. Rezumînd deci, aria unui bazin de ordinul *u* se defineşte ca suprafaţa totală care contribuie la scurgerea prin toate albiile de primul ordin, plus toate ariile direct aferente incluse. În practică este suficient să se stabilească perimetrul unui bazin de anumit ordin, după care aria se măsoară cu un instrument numit *planimetru*. Suprafaţa bazinului este implicit cumulată, însumînd toate bazinele de ordin inferior grupate înăuntrul ei.

Legea lui Horton cu privire la lungimile rîurilor a fost transpusă într-o *lege a suprafeţelor bazinelor*, cu următoarea formulare:

suprafețele medii ale bazinelor de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică începînd cu aria medie a bazinelor de primul ordin și mărindu-se cu un raport constant raportul sau *coeficientul de arie*. Definiția coeficientului de arie (R_a) este

$$R_a = \frac{\bar{A}_u}{\bar{A}_{u-1}}$$

în care $\bar{A}_u$ reprezintă suprafața medie a bazinelor de ordinul *u*. Prin analogie cu legea lungimii rîurilor, legea suprafețelor bazinelor ia următoarea formă:

$$\bar{A}_u = \bar{A}_1 R^{(u-1)}$$

Simbolul $\bar{A}_1$ reprezintă aria medie a bazinelor de primul ordin. Figura 28.5 indică suprafețele bazinelor, reprezentate într-un grafic similar celui din figura 28.3. Datele pentru bazinul rîului Allegheny se găsesc în tabelul 28.2.

Legea creșterii alometrice

Dezvoltarea unui sistem de eroziune fluviatilă este în multe privințe analogă creșterii unui animal sau a unei plante. În stadiul de tinerețe al ciclului de eroziune rețeaua de rîuri formează noi ramificații pe suprafața regiunilor înalte, primare (fig. 27.1). Exemple în acest sens putem vedea astăzi în regiunile semiaride cu pămînturi sterpe, unde eroziunea are o intensitate mare. Pe măsura formării unor noi segmente de primul ordin, ordinele segmentelor mai vechi din cadrul sistemului iau valori superioare. Presupunînd că roca subiacentă este omogenă, ne putem aștepta că această dezvoltare să aibă un caracter regulat și să urmeze un anumit principiu fundamental.

În ultimii ani geomorfologii au împrumutat din biologie un principiu fundamental de creștere: *legea creșterii alometrice*. Aplicată unui animal, această lege denotă că ritmul relativ de creștere a unui organ este o fracțiune constantă din ritmul relativ de creștere a întregului individ. Prin analogie, putem considera că proprietățile măsurabile ale unui sistem fluvial — de exemplu, lungimea rîurilor sau aria bazinelor — sînt comparabile cu organele unui animal care se dezvoltă, crescînd conform legii creșterii alometrice. Am văzut că în legile lui Horton care asociază lungimea medie a rîurilor cu ordinul, un raport constant de creștere în lungime exprimă și creșterea ordinului. În acest caz ordinele succesive denotă perioade mai lungi de timp, așa cum putem deduce din observarea creșterii unei rețele de rîuri tinere. În mod similar, creșterea ariei bazinelor în raport cu ordinul poate fi interpretată ca o creștere cu un raport constant în funcție de timp.

Dacă atît lungimea rîurilor cît și aria bazinelor prezintă o creștere cu un raport constant în funcție de ordin (timp), ordinele fiind identice pentru ambele serii de observații în același sistem fluvial, putem trasa un grafic în care aria bazinelor este reprezentată în funcție de lungimea rîurilor. Ambele scări ale acestui grafic sînt de tip logaritmic (cu raport constant). Un corolar al legii creșterii alometrice, aplicat în biologie, spune că dacă reprezentăm creșterea relativă a unui organ în raport cu creșterea relativă a altui organ al aceluiași animal, graficul rezultat va conține o serie de puncte situate în linie dreaptă. În mod corespunzător, reprezentarea lungimii rîurilor în funcție de aria bazinelor, ambele pe scări logaritmice (cu raport constant) ar trebui să arate o dispunere rectilinie a punctelor care reprezintă diversele ordine. Figura 28.6 este un asemenea grafic. El combină datele din figura 28.3 și 28.5. Ordinele 2—6 ale bazinului rîului Allegheny sînt aproape total conforme unei linii drepte, pe cînd punctul primului ordin se abate considerabil, ca și în figura 28.3 și 28.5. Așa cum am arătat mai sus, această abatere se poate datora faptului că nu s-au măsurat integral lungimile rîurilor de primul ordin. În cazul canionului Fern din statul California rectiliniaritatea punctelor este foarte bună.

Deși avem nevoie de încă multe informații asupra unor bazine de recepție situate în diferite regiuni climatice și geologice, datele existente tind să confirme valabilitatea legii creșterii alometrice aplicată la sistemele de eroziune fluvială.

Exprimată matematic, relația dintre suprafața medie a bazinelor și lungimea medie a rîurilor (cumulate) are următoarea formă:

$$\bar{A}_u = a\bar{L}_u^b$$

în care *a* este o constantă numerică, iar *b* este un exponent. Această ecuație de regresie este o *funcție de putere*.

Debitul rîurilor și suprafața bazinelor

Unul din obiectivele morfometriei fluviale este obținerea de informații cantitative despre geometria sistemului fluvial care să poată fi corelate cu informațiile hidrologice.

Un exemplu îl constituie relația dintre debitul (Q) și suprafața bazinului de recepție (vezi cap. 25 pentru explicații în legătură cu debitul rîurilor și măsurarea lui). Logica ne spune că debitul unui rîu crește pe măsura creșterii suprafeței bazinului de recepție. Rămîne să determinăm ce model matematic poate fi aplicat acestei creșteri.

Dacă sistemele fluviale ar fi prevăzute cu aparate de măsurat la capătul inferior al fiecărui segment de albie din fiecare ordin, am putea investiga suprafețele bazinelor pe ordine. În practică, însă, aparatele sînt instalate în diferite puncte pe rîuri. Ca atare, putem numai să corelăm debitul cu aria totală a bazinului de recepție situat în amonte de profilul de măsurare.

Figura 28.7 prezintă relația observată dintre *debitul mediu* (Q) și suprafața bazinului de recepție (A) pentru bazinul rîului Potomac. Fiecare punct reprezintă un profil de măsurare. Evident profilele situate în regiunile de obîrșie apar ca puncte în porțiunea inferioară din stînga, iar cele situate în aval apar în porțiunea superioară din dreapta. Deși unele puncte individuale prezintă abateri pronunțate de la linia dreaptă, tendința generală este evidentă. Linia dreaptă este definită prin ecuația de putere:

$$\bar{Q} = aA^b$$

în care a este o constantă numerică, iar b este un exponent. Deoarece linia dreaptă este sub un unghi de 45°, putem afirma că valoarea lui b este exact 1, ceea ce înseamnă că debitul crește direct proporțional cu aria. De fapt, în alte bazine de recepție s-au observat valori ale lui b întrucîtva diferite de 1.

Un avantaj practic al ecuației care corelează debitul cu aria bazinului este acela că permite hidrologului să evalueze debitul mediu în orice punct al sistemului, prin măsurarea ariei bazinului situat în amonte de respectivul punct. Acest lucru este esențial în proiectarea construcțiilor hidrotehnice (baraje, poduri, sisteme de irigație).

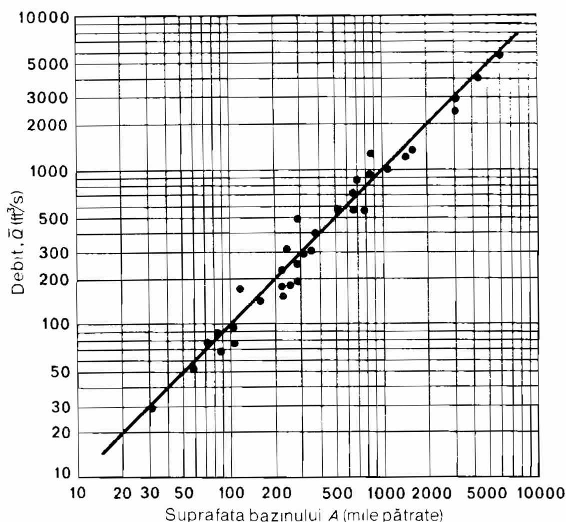


Fig. 28.7 Relația dintre debitul mediu și suprafața bazinului hidrografic pentru toate stațiile de măsurare din bazinul rîului Potomac. Fiecare punct reprezintă un profil de măsurare (date furnizate de John T. Hack și *U.S. Geological Survey).*

Densitatea rețelei hidrografice și textura suprafeței topografice

Dacă studiem o întindere de badlanduri, cu relief adînc fragmentat, specifice regiunilor aride nude cu argile moi (fig. 32.17), vom fi impresionați de asemănarea acestuia cu niște munți în miniatură. Nenumărate cursuri firave de apă sapă văi minuscule, reproducînd la scară mică canioanele și crestele unor munți accidentați, cum sînt lanțul San Gabriel din California sau munții Great Smoky din North Carolina. Este clar că natura se conformează legilor referitoare la numerele, lungimile, ariile rîurilor, indiferent de dimensiunile bazinului de recepție de ordinul întîi. Deoarece această asemănare geometrică este evidentă în regiunile intens erodate, apare necesitatea unui mod de descriere și măsurare a scării de mărime a formelor.

Dacă pe harta rețelei hidrografice din figura 27.5 măsurăm lungimea totală în mile (sau km) a tuturor albiilor și împărțim valoarea obținută la suprafața totală în mile pătrate (sau km²) a întregului bazin, obținem *densitatea de drenaj (drainage density).*

$$\text{Densitatea} = \frac{\text{Lungimea totală a cursurilor}}{\text{Suprafață}}$$

Exprimată simbolic

$$D = \frac{\Sigma L_k}{A_k}$$

în care D reprezintă densitatea de drenaj în mile per milă pătrată, (sau km/km²). ΣL_k reprezintă lungimea totală a tuturor albiilor de toate ordinele, iar A_k este suprafața totală a bazinului.

Să presupunem că am obținut o valoare a densității rețelei de drenaj de 12; acest

număr înseamnă că există 12 km de albie la fiecare kilometru pătrat de suprafață a terenului. Deoarece aria și lungimea se măsoară pe hartă, unde suprafețele înclinate și albiile sînt proiectate în plan orizontal, valorile măsurate sînt puțin mai mici decît cele reale, diferența fiind în funcție de mărimea pantelor.

Ce factori influențează densitatea rețelei hidrografice? Un factor foarte important este tipul de rocă. Rocile dure, rezistente, cum sînt granitele, gnaisul, gresia și cuarțitul, tind să dea o densitate mică, deoarece eroziunea rîurilor este dificilă în asemenea condiții, neputîndu-se menține decît albiile relativ mari. Ca atare, bazinele de primul ordin sînt mari și furnizează albiilor cantități apreciabile de scurgere. În rocile slabe — argile și șisturi argiloase — chiar și un bazin mic poate furniza scurgeri suficiente pentru eroziunea albiilor.

Un al doilea factor îl constituie infiltrarea relativ ușoară a precipitațiilor (vezi cap. 14). Depozitele foarte permeabile, de exemplu nisipul sau pietrișul, tind să dea o densitate mică a rețelei hidrografice, deoarece infiltrarea este abundentă, rămînînd doar puțină apă pentru întreținerea albiilor. Argilele și șisturile argiloase, pe de altă parte, au o proporție mare de scurgere de suprafață, care se combină cu caracterul lor de roci friabile, dînd o densitate ridicată.

Un al treilea factor principal este prezența sau absența învelișului vegetal. Rocile friabile au o densitate a rețelei de drenaj mult mai mică în regiunile cu climă umedă, unde materialul subiacent este protejat de un înveliș dens de pădure sau ierburi, decît în regiunile aride, unde nu există înveliș vegetal protector. Din această cauză badlandurile sînt caracteristice climelor aride, densitatea rețelei de drenaj tinzînd aici să fie pronunțat superioară pe toate tipurile de rocă, chiar și pe cele mai rezistente.

Panta rîurilor

Așa cum am arătat în capitolul 26, forma tipică a unui profil longitudinal lin este concavă în sus, prezentînd o îndulcire progresivă a pantei în aval (fig. 26.9). Această observație ne duce la stabilirea unei relații între panta albiei și ordinul rîului. În acest scop se obține o valoare medie a pantelor pentru toate segmentele de un anumit ordin din cadrul bazinului de drenaj.

Panta albiei se definește aici ca unghiul sub care o suprafață oarecare deviază de la planul orizontal. Panta este indicată prin simbolul S și se exprimă sub forma unui raport, neavînd deci dimensiuni. Astfel, o pantă de 0,01 exprimă un raport de 1: 100, adică o cădere verticală de 1 metru la o distanță orizontală de 100 metri.

Dacă măsurăm pantele tuturor segmentelor de albie de primul ordin, putem obține valoarea medie a pantelor pentru ordinul respectiv, desemnată prin simbolul $\bar{S}_1$. Aceeași operație se efectuează pentru pantele de ordinul 2, 3, 4 și așa mai departe ($\bar{S}_2$, $\bar{S}_3$, $\bar{S}_4$ etc.) Figura 28.8 prezintă acest lucru în formă schematică. Fiecare triunghi din grafic reprezintă un ordin. Cateta verticală a triunghiului este căderea verticală medie ($\bar{H}_u$) a ordinului respectiv, iar cateta orizontală este distanța orizontală medie a ordinului, identică cu lungimea medie a rîului ($\bar{L}_u$). Ipotenuza triunghiului redă panta medie ($\bar{S}_u$). Valorile lui $\bar{S}_u$ sînt date pentru fiecare ordin.

Segmentele de pantă din figura 28.8 tind să aproximeze o curbă concavă în sus, care se aplatizează în aval. Sub acest aspect ea seamănă cu profilul continuu de rîu din figura 26.9 Să reprezentăm acum panta medie a fiecărui ordin ($\bar{S}_u$) în raport cu ordinul (u), folosind pentru pantă scara logaritmică (cu raport constant), așa cum am procedat și în cazul numerelor rîurilor, lungimilor rîurilor și ariilor bazinelor. Figura 28.9 este o reprezentare grafică a datelor din tabelele 28.3 și 28.4. Punctele nu prezintă decît abateri minore de la liniile drepte.

Folosind date de tipul celor din figura 28.9, Horton a formulat următoarea *lege a pantelor rîurilor: pantele medii ale segmentelor de rîu de ordine succesiv mai mari dintr-un bazin tind să formeze o progresie geometrică inversă care se micșorează cu o constantă — raportul* sau *coeficientul de pantă.* Pusă în ecuație, legea pantelor rîurilor se prezintă astfel:

$$\bar{S}_u = \bar{S}_1 R_s^{u-1}$$

în care R_s reprezintă coeficientul de pantă definit ca $R_s = \bar{S}_u / (\bar{S}_{u-1})$. Coeficienții de pantă trebuie să fie mai mici decît 1. Valorile tipice sînt 0,3 pînă la 0,6. Coeficienții individuali diferă de la un ordin la altul,

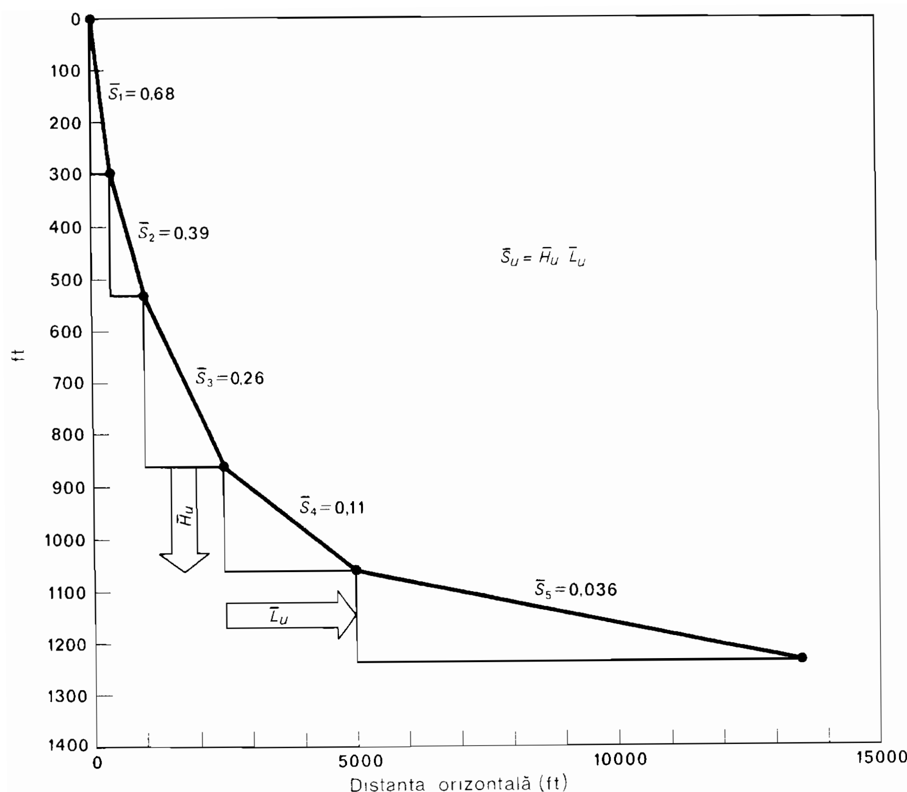


Fig. 28.8 Panta medie a albiilor pentru fiecare ordin poate fi reprezentată printr-un șir descendent de triunghiuri. Datele se referă la bazinul de recepție Chileno Canyon (statul California) (după A. J. Broscoe, 1959).

așa cum putem vedea din tabelele 28.3 și 28.4, datorită rezistenței diferite a rocii din patul albiei. Legea pantelor rîurilor implică o valoare unică, constantă, a coeficientului de pantă. Deși datele referitoare la pantele rîurilor prezintă un grad destul de mare de variabilitate în bazinele de recepție mari, legea este totuși în general valabilă.

Legile lui Horton și legea lui Playfair

Legile matematice ale lui Horton, care guvernează numerele de ordine ale rîurilor, lungimile, ariile și pantele, formează laolaltă o dezvoltare modernă a legii lui Playfair referitoare la cursurile de apă (cap. 27). Această lege, formulată pur calitativ, spune că ramificațiile unui rîu curg prin văi proporționale mărimii lor și că ele prezintă o bună corespondentă cu pantele lor. În timp ce legile lui Horton sînt empirice, descriind numai ce se poate observa, legea creșterii alometrice adaugă un plus de înțelegere, legînd părțile sistemului fluvial într-un proces de creștere.

Panta versanților văilor

Complementare pantelor albiilor sînt pantele versanților fiecărei albii. Împreună, acestea asigură căderea necesară curgerii apei și transportului materialului detritic în cadrul sistemului fluvial.

Oricine poate observa că panta caracteristică versanților văii diferă de la o regiune la alta. Într-o regiune muntoasă, accidentată — de pildă, munții San Gabriel din sudul Californiei — pantele sînt foarte abrupte, atît de abrupte încît sînt greu accesibile cu piciorul. Pe vreme uscată, de pe aceste pante materialul detritic se rostogolește și alunecă liber. Prin contrast, pantele versanților de văi din regiunea Piedmont din Virginia, North Carolina, South Carolina și Georgia sînt mai line. Ele nu împiedică circulația și zona de versant este intens cultivată. Așa cum am observat în capitolul 27, pantele abrupte caracterizează stadiile de tinerețe și maturitate incipientă ale ciclului de denudație, pe cînd pantele line caracterizează stadiile de maturitate tîrzie și bătrînețe ale aceluiași ciclu.

În anii din urmă geomorfologii au întreprins măsurători sistematice și detaliate ale pantelor versanților, corelînd datele obținute cu alte elemente morfologice ale sistemului fluvial. Mergînd pe teren sau folosind hărți amănunțite de calitate, cercetătorul măsoară unghiul pantei (înclinația față de orizontală) la punctul său maxim de pe un profil, de la cumpăna apelor, pînă la albia confluentă. Aceste măsurători se repetă la intervale regulate de-a lungul versantului, pînă la obținerea unui număr suficient de date, după care se calculează valoarea medie. Simbolul S_g este folosit pentru a desemna panta versantului, distingîndu-se de simbolul S_c al pantei albiei. Aceste pante pot fi măsurate și în grade de arc, cum se obișnuiește în măsurarea geologică a înclinării stratelor. Unghiurile pantelor în grade, sînt desemnate prin litera grecească *theta*. Ca atare $\bar{\theta}_c$ și $\bar{\theta}_g$ reprezintă panta medie a albiilor și, respectiv, panta medie a versantului (bara de deasupra simbolului indică totdeauna o valoare medie obținută pe baza mai multor observații).

Panta albiei și panta versantului nu pot fi total independente una de alta. Pereții abrupți situați de o parte și de alta a văilor furnizează apă și detritus grosier cu o mare

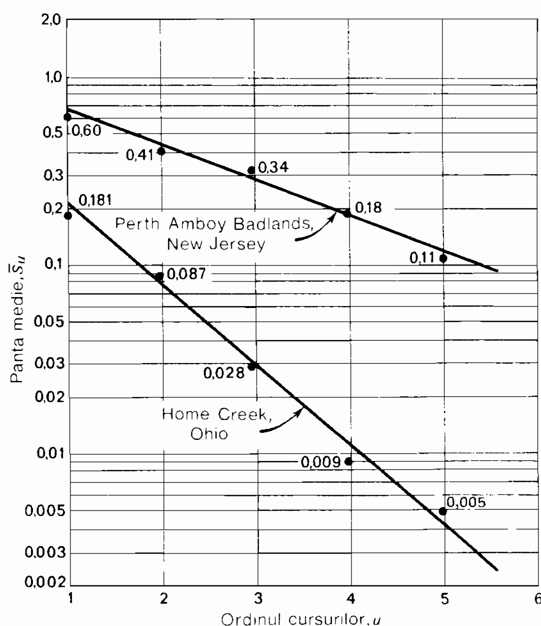


Fig. 28.9 Panta medie a albiilor din fiecare ordin, în funcție de ordinul respectiv, reprezintă o dreaptă de regresie de formă exponențială negativă (date din S.A. Schumm, 1956 și M. E. Morisawa, 1959).

TABELUL 28.3 PÎRÎUL HOME (STATUL OHIO) *

Ordinul u	Panta medie a albiilor $\bar{S}_u$	Coeficientul de pantă R_s
1	0,181	
		0,48
2	0,087	
		0,32
3	0,028	
		0,32
4	0,009	
		0,56
5	0,005	

* Date din Marie E. Morisawa, 1959

TABELUL 28.4 PERTH AMBOY BADLANDS (STATUL NEW JERSEY)*

Ordinul u	Panta medie a albiilor $\bar{S}_u$	Coeficientul de pantă R_s
1	0,60	
		0,68
2	0,41	
		0,83
3	0,34	
		0,53
4	0,18	
		0,61
5	0,11	

* Date din S. A. Schumm, 1956

intensitate; o pantă abruptă a albiei este necesară pentru a le transporta și a împiedica colmatarea văii. Versanții lini aduc detritus puțin, cu granulație fină; ca atare, rîurile pot curge chiar cu pante mici.

Datele referitoare la pantele versanților văilor și la pantele medii ale albiei rîurilor printr-o serie de localități pot fi reprezentate grafic, pentru a ne înlesni studierea acestor relații. Figura 28.10 este un grafic de acest fel. Fiecare punct reprezintă o localitate. Pe scara verticală se reprezintă valoarea medie a pantei versanților, iar pe scara orizontală panta medie a albiei adiacente. Pentru a obține o comparație realistă între regiuni, toate eșantioanele sînt limitate la albii de ordinul 2 și la versanții imediat adiacenți acestora. Se folosesc scări cu raport constant (logaritmice). Punctele sînt bine reprezentate de o linie dreaptă, înclinată spre dreapta

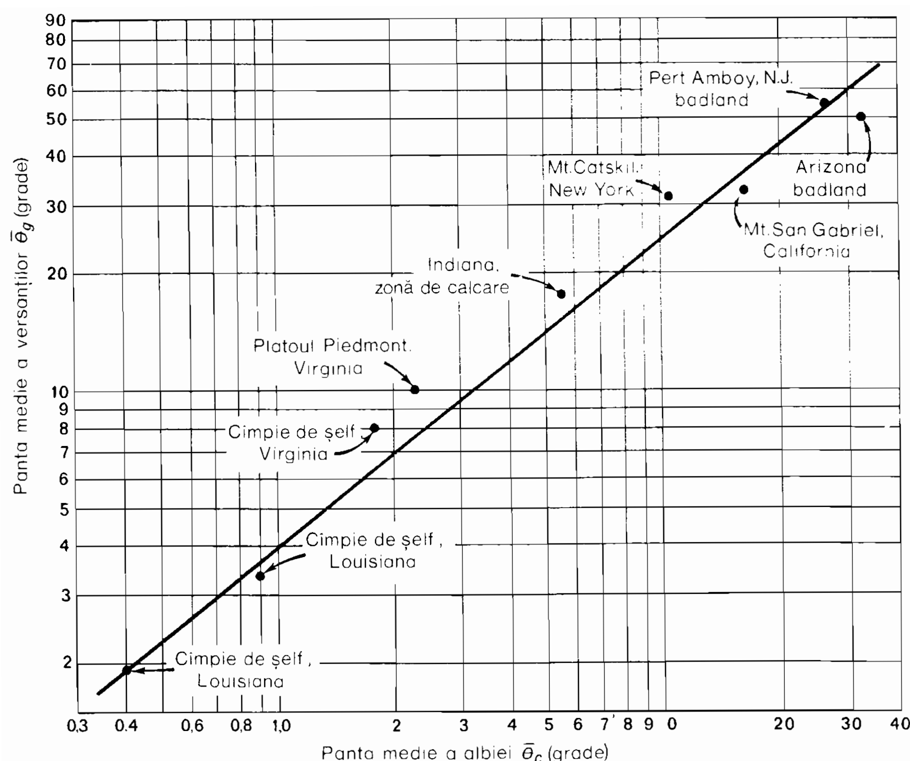


Fig. 28.10 Regresie de forma funcție de putere descriind relația dintre pantele medii ale versanților văilor și pantele albiilor adiacente într-o gamă largă de condiții geologice și climatice (după A. N. Strahler, 1950).

sus, deși apar ușoare devieri de la ea. Relația este considerată semnificativă și se conformează în general relației scontate, bazată pe examinarea tuturor activităților unui sistem fluvial.

Ecuația matematică ce reprezintă linia dreaptă din figura 28.10 are forma de funcție de putere:

$$\bar{\theta}_g = a\bar{\theta}_c^b$$

în care *a*, o constantă numerică, are valoarea de 0,6. Exponentul. *b*. este aproximativ 0,8. Ecuația este strict empirică, adică se bazează pe date observate și nu pe o teorie fizică. Cînd se introduc date referitoare la alte localități, valorile *a* și *b* se schimbă. În mare măsură, geomorfologia cantitativă este o căutare necontenită de date noi, perfecționate, pentru formularea unor ecuații empirice mai bune.

Putem corela acum stadiile ciclului de eroziune cu informația cuprinsă în figura 28.10. O regiune care a suferit o mișcare de înălțare puternică, atingînd ulterior stadiul de maturitate timpurie, va avea pante abrupte atît ale albiilor, cît și ale versanților văilor. Aceste condiții sînt reprezentate de porțiunea din dreapta sus a liniei din figura 28.10. Exemplele din această poziție provin din regiunea de badland. Este vorba, de fapt, de munți miniaturali ce pot fi considerați modele la scară redusă ale lanțurilor de mărime normală. În acest stadiu eroziunea este intensă, iar suprafața uscatului coboară rapid.

Pe măsură ce relieful se reduce în timp, punctul de pe grafic ce reprezintă o anumită regiune migrează în josul liniei înclinate, spre colțul din stînga jos. Cu trecerea timpului pantele albiilor și ale versanților văilor descresc într-un raport constant, iar peisajul intră în stadiul de maturitate tîrzie. Stadiul de bătrînețe, cu pante mici, este reprezentat de un punct de la capătul din stînga jos al dreptei. Întrucît scările cu raport constant nu au punctul zero, modelul de mai sus nu poate indica reducerea suprafeței uscatului la panta zero, adică orizontalitate perfectă la nivelul de bază. Apare în schimb

peneplena, ale cărei pante domoale descresc extrem de lent.

Așa cum am arătat, legea creșterii alometrice poate fi aplicată și la modificările de pantă. Am văzut că creșterea alometrică se referă la relația mărimilor a două elemente de formă din același sistem. Prin aplicarea principiului creșterii alometrice se obține o ecuație funcție de putere. Aceste condiții sînt satisfăcute de relațiile de pantă din figura 28.10. Se pune totuși problema că, odată cu trecerea timpului, punctul ce reprezintă regiunea în schimbare migrează de la valori superioare ale pantei spre valori inferioare. În cadrul creșterii sistemelor de drenaj ilustrat în figura 28.6, schimbările lungimii rîurilor și suprafețelor bazinelor se fac în sensul creșterii. Este evident că într-un sistem creșterea alometrică poate fi atît *pozitivă* (creșterea cantităților cu timpul), cît și *negativă* (descreșterea cantităților cu timpul).

Rezultă deci că, după ce un sistem de eroziune fluviatilă își începe evoluția (stadiul de tinerețe), modelul matematic aplicabil este creșterea alometrică pozitivă, iar după ce rețeaua hidrografică a ajuns să ocupe întreaga regiune (stadiul de maturitate timpurie), modelul este creșterea alometrică negativă. În stadiul actual al cunoștințelor noastre despre relief și procesele care îi dau naștere, aceste generalizări privind aplicabilitatea unor modele de creștere alometrică pozitivă și negativă rămîn la nivelul de ipoteze de lucru.

Scurtă trecere în revistă a geomorfologiei cantitative

In acest capitol am examinat doar cîteva dintre numeroasele date de care dispunem acum cu privire la analiza cantitativă a sistemelor de eroziune fluvială. Există însă și numeroase informații privind analiza cantitativă a formelor de relief generate de ghețari, valuri, curenți și vînturi. În esență, studiul cantitativ urmează aceleași linii în toate aceste domenii. Relațiile dintre elementele formei și dintre forme și procese se exprimă matematic prin ecuațiile de tipurile descrise mai sus. Observațiile din teren și studiile pe modele în laborator oferă date pentru formularea unor ecuații empirice. Legile fizicii generează modele matematice ideale.

În spațiul limitat al unui singur capitol am observat că formele de relief care iau naștere prin eroziune fluvială, în ciuda complexității și infinitei lor varietăți, pot fi analizate sistematic sub raportul proprietăților lor liniare, areale și de relief. Am văzut de asemenea că relațiile dintre numerele rîurilor, lungimile rîurilor, ariile bazinelor, pantele albiilor și ordinele de mărime urmează legi înrudite, de formă similară. Aceste legi ale lui Horton sînt exprimate prin ecuații exponențiale. S-a mai arătat că schimbările de mărime ale oricărei perechi de proprietăți de formă din cadrul aceluiași sistem, urmează legea creșterii alometrice, adaptată pentru utilizare în sistemele fizice anorganice. Am observat că legile și concepțiile pur calitative și descriptive, cum sînt legea lui Playfair și modelul Davis al ciclului de eroziune pot fi reformulate cantitativ la nivele superioare de înțelegere.

Relieful glaciar

PENTRU CEI MAI MULȚI DINTRE NOI, gheața este doar o substanță solidă casantă, cristalină, deoarece sîntem obișnuiți să o vedem numai în cantități mici. În condițiile existenței unui strat gros de gheață (60—90 m sau mai mult), stratul de la fund se comportă ca un material plastic, antrenat într-o curgere lentă, astfel încît întreaga masă de gheață se răspîndește pe o suprafață întinsă sau se deplasează pe pantă. Acest comportament este caracteristic pentru ghețari — mari acumulări naturale de gheață terestră afectate de mișcări în prezent sau în trecut.

Condițiile necesare acumulării masei de gheață dintr-un ghețar au în vedere ca zăpada căzută iarna să depășească în medie cantitatea de zăpadă topită și evaporată vara. (Glaciologii folosesc termenul de *ablație* — *ablation* — pentru a desemna atît evaporarea, cît și topirea zăpezii sau a gheții). Astfel, în fiecare an un nou strat de zăpadă se adaugă masei de gheață deja existente. Prin topirea și reînghețarea orizonturilor superficiale, zăpada se transformă în gheață granulară care, supusă apoi tasării sub acțiunea stratelor superioare, se transformă în gheață cristalină compactă. Cînd gheața se îngroașă într-atît încît stratele de la fund devin plastice, începe deplasarea (curgerea) spre exterior sau la vale a masei de gheață și astfel ia naștere un ghețar activ.

La altitudini suficient de mari — atît la latitudini superioare cît și la latitudini inferioare — temperatura scăzută a aerului cît și precipitațiile abundente pe care le primesc regiunile muntoase (cap. 11) constituie condiții care favorizează apariția maselor de gheață. Ghețarii formați în munții înalți sînt în general lungi și înguști, deoarece ei ocupă văi preexistente, care canalizează gheața plastică, din zonele de acumulare, aflate la mari înălțimi, către altitudini mai coborîte unde, implicit, temperaturile sînt mai ridicate, ceea ce face ca gheața să dispară cu timpul prin ablație (fig. 29.1). Aceștia sînt *ghețarii de vale* sau *ghețarii de tip alpin*.

În regiunile arctice și polare temperaturile predominante destul de coborîte creează condiții pentru acumularea gheții. Termenul de *calotă glaciară (icecap)* desemnează, de regulă, un înveliș de gheață limitat la regiunile muntoase sau la podișuri înalte. În timpul perioadelor glaciare aceste calote se extind și în regiunile joase înconjurătoare, acoperind toate formele de relief pe care le întîlnesc, înaintarea masei de gheață fiind



Fig. 29.1 Imagine aeriană a ghețarului Eklutna din Munții Chugach (Alaska). Zona de ablație cu crevase adînci, cu morenă mediană (din primul plan), contrastează cu zona de firn netedă (din planul al doilea) (foto Steven McCutcheon, *Alaska Pictorial Service*).

oprită în momentul în care intensitatea ablației anihilează viteza de înaintare a ghețarului. Ca urmare, întinderi de mii de kilometri pătrați sînt acoperite de o placă gigantică de gheață, a cărei grosime poate atinge cîteva mii de metri. Aceste mase de gheață se numesc și *ghețari continentali (continental glaciers, ice sheets)*.

Curgerea ghețarilor

Figura 29.2 prezintă o serie de trăsături ale ghețarilor de tip alpin. În partea centrală este înfățișat un ghețar simplu într-o vale înclinată, cu pereți abrupți. Zăpada este colectată în zona de obîrșie a văii glaciare, într-o depresiune cunoscută sub numele de *circ glaciar*. Această regiune este denumită și *zona de acumulare*. Zăpada în plin proces de tasare și recristalizare constituie un *firn (névé)*. *Cîmpul de firn* este neted, prezentînd în secțiune transversală un profil ușor concav (dreapta, sus). Surplusul de gheață părăsește regiunea circului glaciar datorită acelui fenomen de curgere a masei de gheață, realizat către partea inferioară a acesteia. Accentuarea pantei presupune apariția unui *prag glaciar (rock step)*. Viteza de curgere crește în acest sector unde apar ca urmare *crevase* adînci, care formează *o cascadă de gheață (ice fall)*.

În cursul inferior al văii glaciare se află *zona de ablație*, unde gheața se topește rapid, ceea ce favorizează apariția la zi a stratelor mai vechi de gheață de dedesubt, cu multe rugozități și crevase adînci. Pe fruntea ghețarului *(snout)* se află acumulări masive de sfărîmături de roci. În cursul său inferior ghețarul are, de regulă, un profil transversal convex, partea centrală fiind mai înaltă decît sectoarele marginale (dreapta, sus).

În partea sa superficială, masa ghețarului, gros de circa 60 m, este casantă, prezentînd crăpături — crevase —, în timp ce gheața de dedesubt se comportă ca un material plastic, deplasîndu-se prin curgere lentă (stînga, jos). Dacă am pune cîteva jaloane de-a curmezișul ghețarului, treptat, datorită curgerii masei de gheață, linia construită de noi s-ar deforma, luînd aspectul unei curbe parabolice, de unde deducem că viteza de mișcare a gheții este maximă către centru și scade spre margini.

Luat în ansamblu, un ghețar simplu formează un sistem care ajunge rapid într-o stare de echilibru dinamic, intensitatea acumulării din partea superioară a văii glaciare fiind egalată de forța ablației care acționează la partea inferioară a acesteia. Prin curgere, ghețarul își menține aproximativ aceeași lungime și aceeași secțiune transversală. Echilibrul poate fi însă tulburat de schimbările survenite în intensitatea medie anuală a acumulării sau a topirii.

Curgerea ghețarilor alpini și continentali este foarte înceată, între cîțiva centimetri pe zi, în cazul ghețarilor continentali mari și al ghețarilor de vale mai lenți și cîțiva metri pe zi, în cazul ghețarilor de vale activi.

Eroziunea glaciară

Masa ghețarului este adesea încărcată cu fragmente de roci, de la particule fin pulveri-

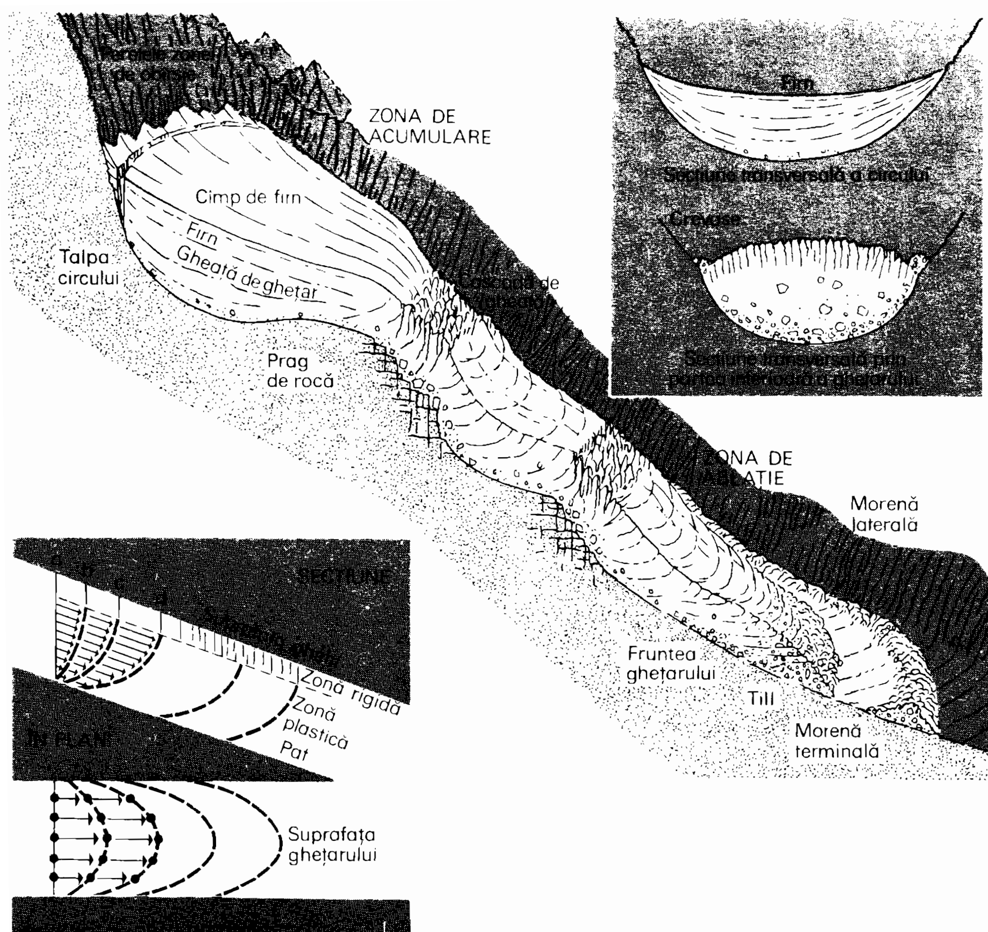


Fig. 29.2 Structura și deplasarea unui ghețar alpin.

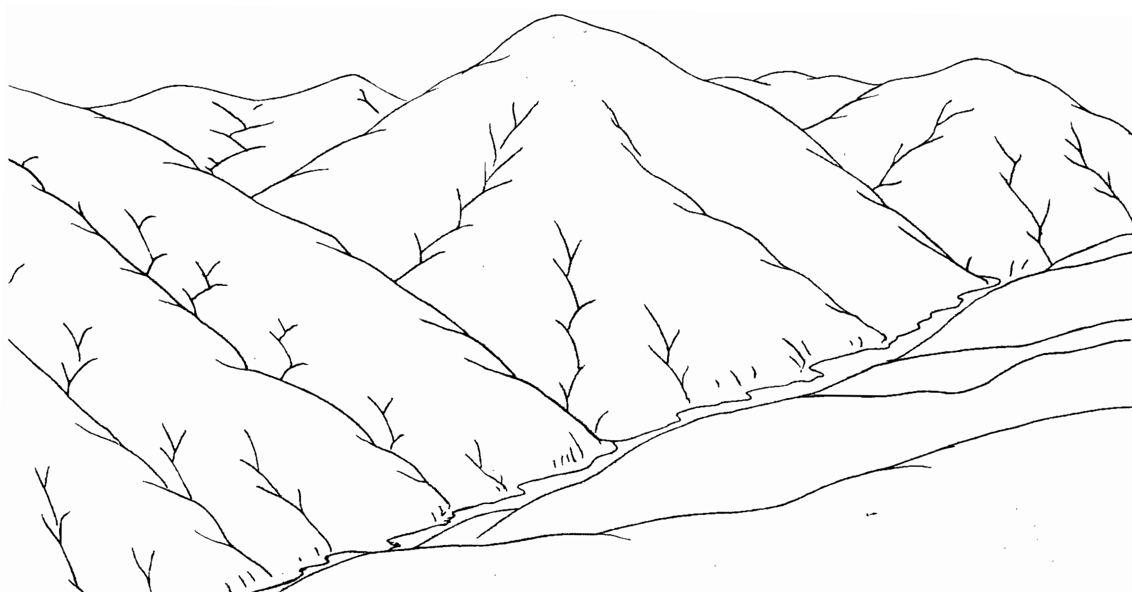
zate — așa-numita *făină de ghețar (rock flour)* — pînă la blocuri colțuroase enorme, proaspăt detașate. Acest material provine din roca din substrat pe care se deplasează masa de gheață sau, în cazul ghețarilor alpini, provine din materialul ce alunecă sau cade de pe versanți. Ghețarii pot exercita o puternică acțiune de eroziune, atît prin *exarație* — eroziunea cauzată de fragmentele de rocă încorporate în masa de gheață, care zgîrie și tocesc roca din substrat —, cît și prin *smulgere* — proces prin care gheața ce se deplasează dislocă blocuri de rocă detașate prin înghețarea apei în fisuri. Acest proces este ilustrat în figura 29.2 în dreptul pragurilor.

Prin topirea gheții acest detritus se împrăștie la marginea sau capătul inferior al ghețarului. Există, prin urmare, două categorii de activități care trebuie luate în considerare — eroziunea și acumularea —, ambele ducînd la formarea unui relief caracteristic, care în anumite cazuri se diferențiază și în raport cu tipul de ghețar montan sau continental.

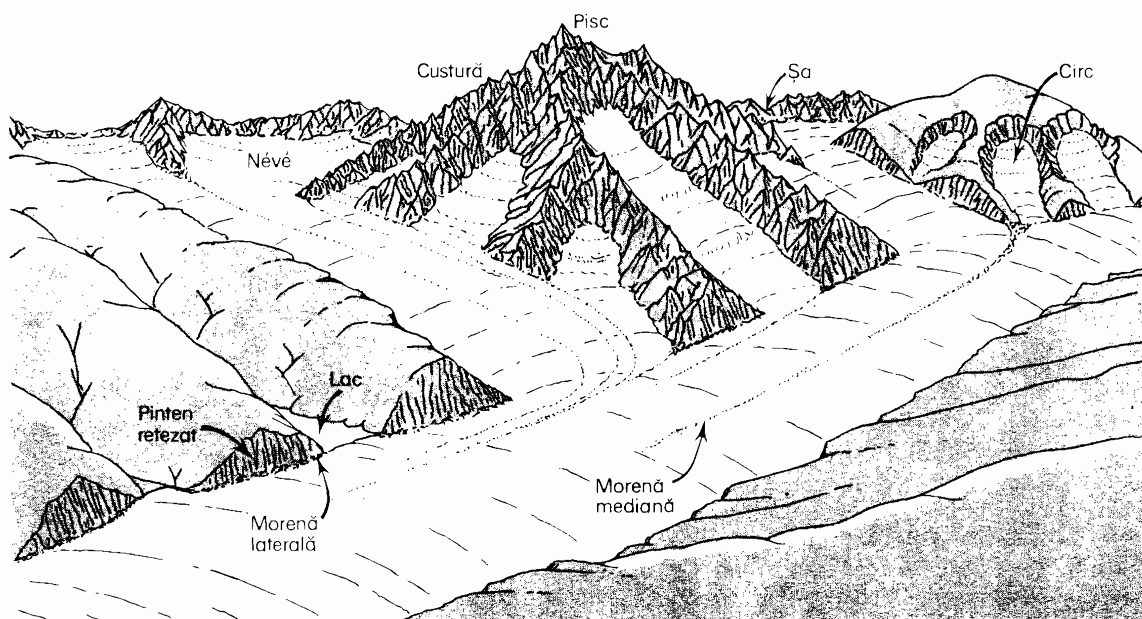
Forme de relief create de ghețarii alpini

Relieful glaciar specific ghețarilor montani poate fi cel mai bine studiat pe o serie de blocdiagrame (fig. 29.3), reprezentînd o regiune muntoasă lipsită anterior de ghețari, supusă apoi influenței acestora, după a căror dispariție ei lasă reliefului amprenta acțiunii lor.

Figura 29.3, *A* înfățișează o regiune muntoasă sculptată prin meteorizație, deplasări în masă și acțiunea rîurilor. Munții au un aspect neted, masiv, interfluviile fiind relativ rotunjite. Deși acest tip de relief nu este întîlnit totdeauna, el ilustrează aspectul munților din regiunile umede, de exemplu munții Great Smoky din sudul Appalașilor. Să ne imaginăm acum o modificare a climei, datorită căreia temperatura medie anuală

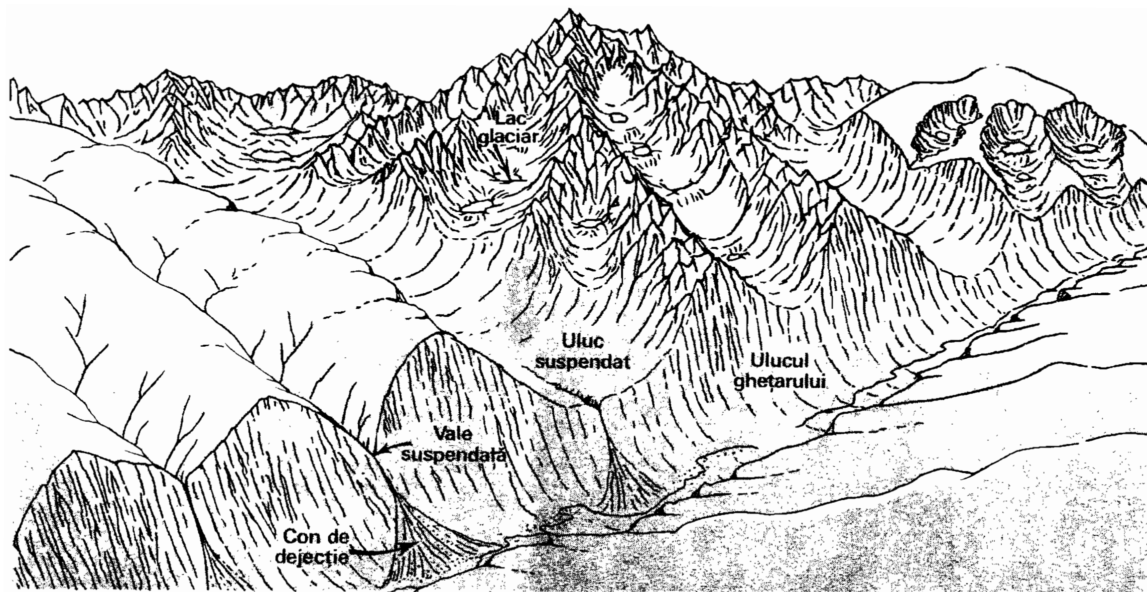


A, Înainte de instalarea glaciației, regiunea prezintă interfluvii slab rotunjite și văi înguste.



B, După milenii, sub acțiunea ghețarilor s-au dezvoltat noi forme sculpturale.

Fig. 29.3 Forme de relief create de ghețarii alpini (după W. M. Davis și A. K. Lobeck).



C. **După dispariția glaciației rămîne un sistem de văi glaciare.**

scade cu cîteva grade. Ca urmare, în zona obîrșiilor înalte ale celor mai multe văi se acumulează mari cantități de zăpadă. Stadiul timpuriu al glaciației este prezentat în partea din dreapta a figurii *B*, unde se acumulează zăpada și sînt săpate circuri glaciare datorită mișcării spre exterior a masei de gheață și decrepitării intense a rocii, sub acțiunea gerului, la contactul cu masele de zăpadă tasată.

Ghețarii umplu apoi văile (blocdiagrama *B*), formînd un sistem de afluenți, care converg către un ghețar principal, exact ca în cazul unui sistem fluvial. Ghețarii sînt, desigur, mult mai voluminoși decît rîurile, deoarece viteza extrem de mică a gheții în mișcare necesită o secțiune transversală mai mare pentru ca ghețarul să-și poată menține un debit echivalent cu cel al unui rîu rapid. Ghețarii secundari se unesc cu ghețarul principal în confluențe concordante, la același nivel dar, așa cum vom vedea mai tîrziu, patul văilor situîndu-se la înălțimi diferite.

În fisurile din pereții zonei de obîrșie a ghețarului, apa provenită din zăpezi este supusă unui intens proces de îngheț și dezgheț, fenomen care provoacă în final sfărîmarea rocii nude, în fragmente colțuroase, care cad sau se rostogolesc pe cîmpul de zăpadă, fiind apoi încorporate în masa ghețarului. Acest fenomen se resimte de asemenea pe suprafața pereților de rocă de care se sprijină gheața. Astfel, circurile se lărgesc continuu, versanții lor abrupți și accidentați înlocuind curînd pantele inițial netede și rotunjite ale reliefului muntos preexistent. Prin intersecția a doi pereți de circ se formează o *custură (arête)*, o creastă

Fig. 29.4 Văzuți din avion, Alpii elvețieni apar ca o mare de creste ascuțite și hornuri. În primul plan se observă un circ (foto Swissair).





Fig. 29.5 Masiv muntos puternic fragmentat, prezentînd numeroase circuri, custuri și hornuri. Circul din partea centrală adăpostește un lac. Munții San Juan (statul Colorado, S.U.A.) (foto Frank Jensen).

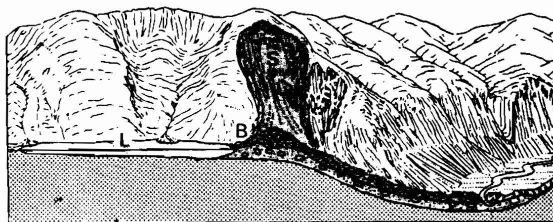


Fig. 29.6 O mare alunecare de teren (*S*) a format un baraj (*B*) pe fundul unei văi glaciare, dînd naștere unui lac (*L*) (după W. M. Davis).



Fig. 29.7 Morenele unui vechi ghețar de vale apar sub forma unor diguri semicirculare, marcînd pozițiile succesive ale frunții ghețarilor (după W. M. Davis).

alpină foarte ascuțită și colțuroasă. La intersecția mai multor creste alpine apar piscuri ascuțite, numite *horn* în Alpii elvețieni (fig. 29.4). (Unul dintre cele mai cunoscute este piscul Matterhorn). La intersecția foarte apropiată a două circuri opuse se formează o trecere denumită *șa (col)*.

Prin curgerea constantă a masei de gheață, albia se lărgește și se adîncește necontenit, astfel încît după ce gheața dispare rămîne o vale adîncă, cu pereți abrupți, caracterizată printr-un traseu relativ drept și prin profilul său transversal în formă de U, numită *uluc* sau *trog glaciar (glacial trough)* (fig. 29.3, *C*). Și ghețarii afluenți sapă troguri în formă de U, dar cu o secțiune mai mică; fundurile acestor văi glaciare sînt situate cu mult deasupra fundului văii glaciare principale, de unde și denumirea de *troguri suspendate (hanging troughs)*. Rîurile care ocupă ulterior văile abandonate de ghețari formează cascade spectaculoase, în special în zona unde se făcea odinioară confluența între ghețarul principal și afluenții săi. Aceste rîuri sapă rapid mici văi în formă de V pe fundul trogurilor.

Pintenii interfluviali care ajungeau odinioară, înainte de glaciație, pînă la nivelul apei principale, au fost retezați prin exarație glaciară, fiind cunoscuți sub numele de *pinteni retezați (truncated spurs)* (fig. 29.3, *B*). Roca ce formează talpa ghețarului nu apare uniform săpată, astfel încît pe fundul ulucului și al circurilor glaciare apar frecvent lărgiri și praguri. În circuri și către partea superioară a văilor glaciare se instalează numeroase lacuri mici, numite

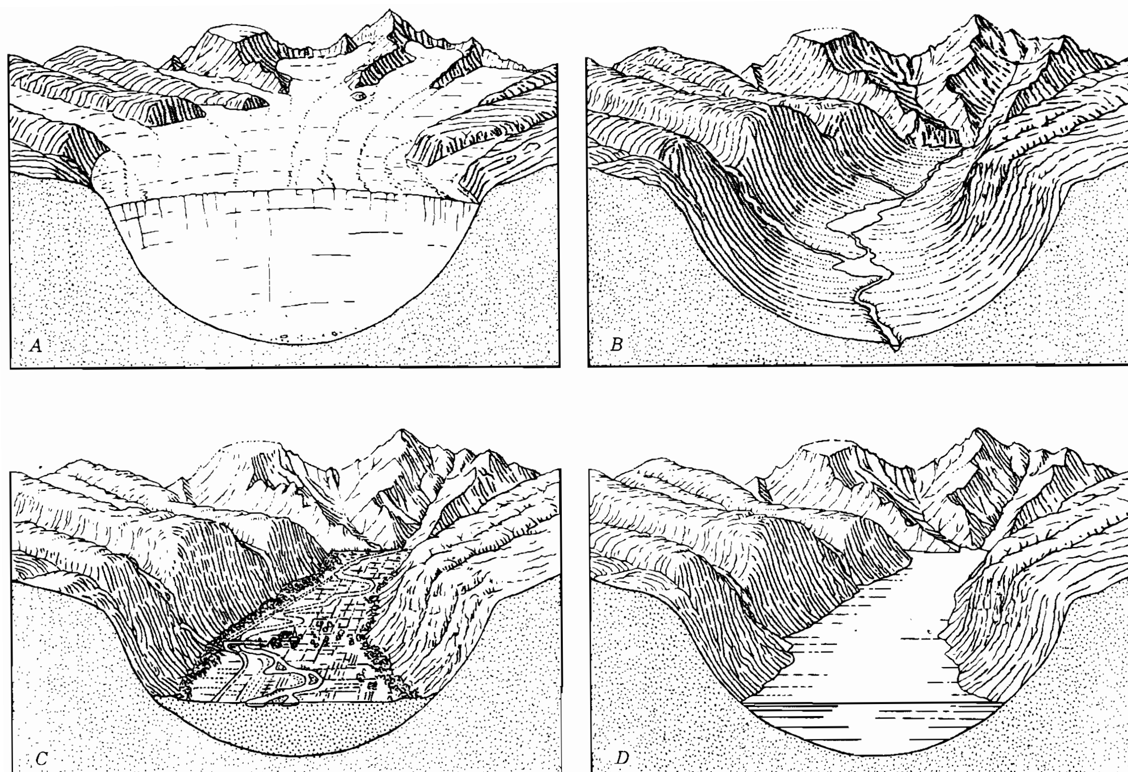


Fig. 29.8 Dezvoltarea unei văi glaciare (după E. Raisz).

A, **În stadiul dezvoltării maxime a glaciațiunii, valea în formă de U este umplută cu gheață pînă la nivelul micilor afluenți;**
B, **După retragerea ghețarilor, pe fundul văii se pot instala un rîu sau lacuri;**
C, **Dacă rîul principal are un debit solid apreciabil, el poate colmata fundul văii cu aluviuni;**
D, **Dacă valea glaciară ar coborî sub nivelul mării, ea va fi ocupată de un braț de mare sau fiord.**

tăuri (tarns) (fig. 29.5). În văile glaciare principale se întîlnesc deseori mari lacuri de vale, alungite — *finger lakes*.

Porniturile de teren sînt numeroase, deoarece pereții ulucurilor poartă urmele acțiunii de subsăpare glaciară. În regiunile muntoase cu o mare dezvoltare a ghețarilor (Elveția, Norvegia), aceste alunecări pot provoca mari catastrofe naturale, deoarece majoritatea așezărilor se află pe fundul văilor glaciare, în calea curgerilor noroioase și a alunecărilor de teren (fig. 29.6).

Materialul detritic poate fi transportat de ghețarii montani, fie încorporat în masa de gheață, fie prin tîrîre în spațiul dintre gheață și peretele văii, sub formă de *morene laterale* (fig. 29.3, *B*). În zona de confluență a doi ghețari, materialul detritic marginal formează o *morenă mediană*, purtată pe gheață în zona de mijloc (fig. 29.1 și 29.3, *B*). În partea frontală a unui ghețar, materialul detritic transportat se acumulează, formînd *morena frontală* sau *terminală*. Aceasta din urmă are de regulă aspectul unui rambleu curb, situat de-a curmezișul văii și arcuit spre pereții ulucului, unde se unește cu morenele laterale (fig. 29.7). Pe măsură ce partea inferioară a ghețarului se topește, în urmă rămîne material detritic împrăștiat. Dacă în ritmul de topire a ghețarului intervin anumite schimbări, acestea pot provoca oprirea temporară a retragerii gheții, cu care ocazie apare un nou val morenic. Dacă opririle sînt succesive se formează șiruri de morene succesive, numite *morene de retragere* sau *recesionale (recessional moraines)*.

Văile glaciare și fiordurile

Multe văi glaciare mari prezintă astăzi funduri aproape plate, datorită acțiunii de agradare a rîurilor ce au luat naștere prin topirea limbii ghețarilor puternic încărcată cu fragmente de rocă. Figura 29.8 prezintă o comparație între un uluc cu depuneri slabe sau inexistente și altul cu fundul alu-



Fig. 29.9 Rîul despletit din primul plan colmatează fundul văii glaciare (fenomenul de agradare). Ghețarul în retragere, din ultimul plan, furnizează apă și material detritic. Rîul Peters, Munții Chugach, Alaska (foto Steve McCutcheon).

vionat. Depunerile de aluviuni ce se extind în josul văii unui ghețar aflat în curs de topire constituie ceea ce se numește *valley train* (fig. 29.9).

Dacă fundul unui uluc glaciar cu deschidere spre mare se află sub nivelul acesteia pe măsura retragerii frontului de gheață, apa mării pătrunde, dînd naștere unui „estuar" îngust denumit *fiord* (fig. 29.10). Fiordurile pot apărea fie prin submersiunea coastei, fie prin eroziune glaciară la o anumită adîncime sub nivelul mării. Cele mai multe au luat naștere în al doilea mod, deoarece gheața are o densitate atît de mare, încît, deși plutește, între trei pătrimi și nouă zecimi din masa ei se află sub nivelul apei. Ca atare, un ghețar gros de cîteva sute de metri poate săpa la adîncimi considerabile sub nivelul mării, înainte ca o contrapresiune să-i reducă forța de eroziune în punctul de intrare în marea deschisă. Fiorduri în curs de apariție pot fi văzute astăzi pe coastele peninsulei Alaska, unde unii ghețari se topesc regresiv rapid, iar apa mării pătrunde în fostele văi glaciare. Fiordurile s-au format mai ales de-a lungul coastelor muntoase, la latitudini cuprinse între 50° și 70° latitudine nordică și sudică. Această răspîndire a lor se explică prin anumite condiții climatice care au fost discutate în capitolul 16 (clima maritimă de coastă vestică).

Aspecte geografice ale glaciației alpine

În general, masivele muntoase unde ghețarii au o mare dezvoltare — Alpii, Pirineii, Himalaya, Sierra Nevada — prezintă un relief accidentat, ceea ce îngreuiază accesul, de unde rezultă o populare foarte slabă a acestor locuri. Deasupra limitei pădurii, terenurile nu pot fi folosite decît ca pășuni de vară și pentru exploatarea diferitelor substanțe minerale, dacă acestea există. Sub această limită s-au dezvoltat, totuși, păduri bogate. Văile glaciare în formă de U oferă la nivele relativ joase fîșii late, accesibile, de teren, propice pentru amplasarea unor orașe, pentru pășunatul de iarnă și pentru construcția arterelor de circulație. În Alpii italieni cîteva mari ulucuri glaciare cu fund plat pornesc din inima munților spre sud, către cîmpiile din nordul țării. Ele au o mare importanță geografică, deoarece asigură accesul spre regiunile montane și spre principalele pasuri alpine. Pasul Brenner, de pildă, se află la obîrșia unui măreț uluc de acest tip — valea rîului Adige.

În văile glaciare cu pereți abrupți se întîlnesc numeroase căderi de apă și repezișuri, care pot fi folosite pentru construirea de centrale hidroelectrice. În Elveția și Norvegia, hidroenergia are o pondere deosebită în balanța energetică, fiind folosită cu precădere în industrie și transporturile feroviare.

Ghețarii de calotă în prezent

Calota groenlandeză și calota antarctică sînt două acumulări uriașe de gheață. Ele pot fi imaginate ca enorme platoșe de gheață, groase pînă la cîteva mii de metri în zonele centrale, sprijinite pe mase terestre de dimensiuni subcontinentale. Calota groen

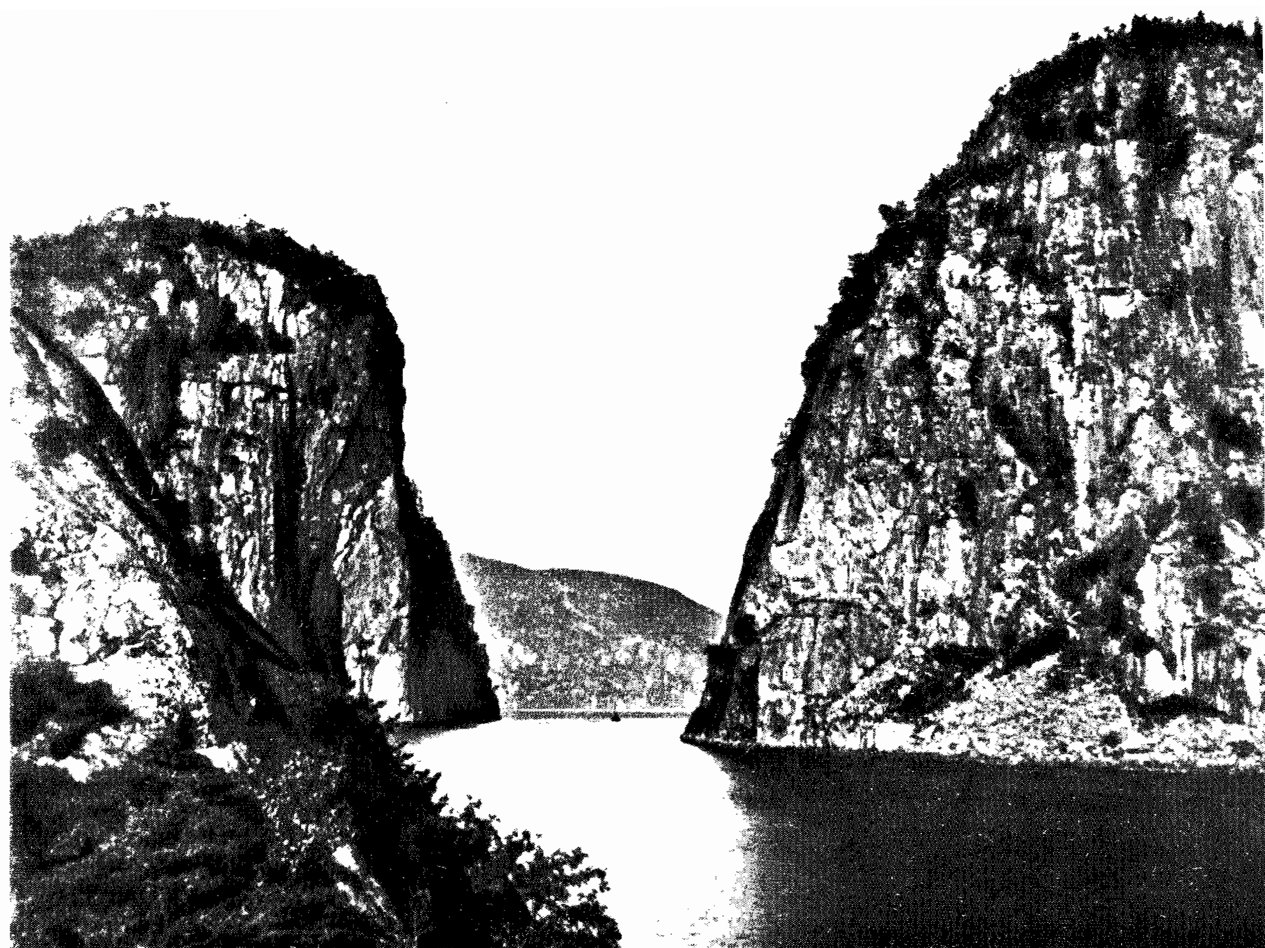


Fig. 29.10 Fiord pe coasta norvegiană, cu versanți în rocă abrupți — versanții de odinioară ai unei văi glaciare adînci (foto Mittet and Co.).

landeză are o suprafață de 1 740 000 km^2, ocupînd circa 7/8 din întregul teritoriu al insulei (fig. 29.11). Numai o fîșie litorală îngustă și muntoasă este liberă de ghețuri.

Calota antarctică are aproximativ 13 000 000 km^2 și pe alocuri se extinde și în domeniul oceanic unde formează *ghețari de șelf (ice shelves)* plutitori (fig. 29.12). O deosebire semnificativă între cele două regiuni cu ghețari de calotă rezidă în poziția lor relativă față de poli. În timp ce calota antarctică este centrată pe Polul Sud, cea groenlandeză își are centrul la aproximativ 75° latitudine nordică, deci destul de departe de Polul Nord. De aici rezultă un principiu fundamental, anume că pentru acumularea unei mari calote de gheață este necesară existența unei întinse regiuni înalte. Lîngă Polul Nord nu există uscat, iar acumularea gheții se limitează aici la un strat subțire de gheață maritimă plutitoare.

Curbele de nivel trasate pe suprafața calotei groenlandeze arată că aceasta are forma unui dom neted și foarte întins. Se remarcă o înclinare treptată în toate direcțiile, pornind dintr-un punct înalt situat la aproximativ 3 000 m spre est. Talpa ghețarului de calotă este aproape de nivelul mării în regiunea centrală, dar mai ridicată spre exterior. Zăpezile ce se acumulează adaugă noi straturi masei de gheață, în timp ce la adîncimi mari gheața plastică curge lent spre exterior. Spre periferie gheața calotei se subțiază pînă la cîteva sute de metri. Pierderile continue de material prin ablație mențin limita gheții aproximativ

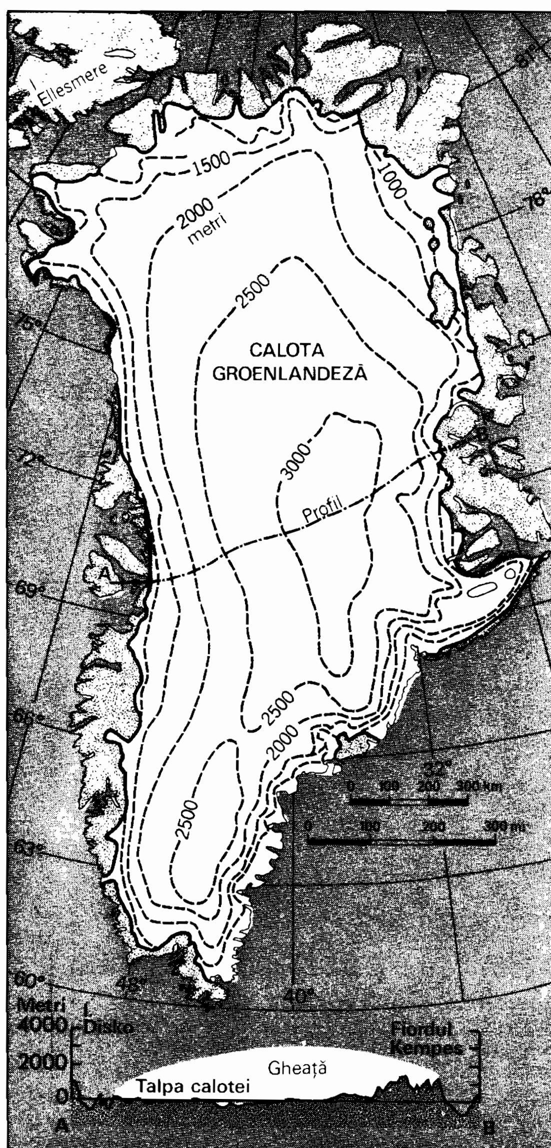


Fig. 29.11 Hartă generală a insulei Groenlanda (după R. F. Flint, « Glacial and Pleistocene Geology »).

constantă, în punctele unde calota se mărginește cu fîșia de uscat a litoralului. În alte sectoare gheața poate forma limbi lungi numite *ghețari de evacuare (outlet glaciers)*, care ajung în mare la capătul fiordurilor. Masele enorme de gheață ce se desprind din marginea ghețarului plutitor și sînt antrenate spre marea liberă de curenții mareici, devin aisberguri (cap. 10). Această îmbucătățire a falezei de gheață, numită în limba engleză *calving*, este provocată de ridicarea și coborîrea nivelului apei sub acțiunea mareelor, ca și de subminarea și topirea gheții care are loc sub acest nivel. Ruperea ghețurilor plutitoare este un proces foarte rapid, în comparație cu ablația părții frontale a ghețarilor de pe uscat. Prin urmare, calotele din timpul perioadelor glaciare nu se întindeau prea departe către mare, rareori depășind limitele golfurilor și ale platformelor continentale.

În Antarctica masa de gheață atinge grosimi mai mari decît în Groenlanda. De exemplu, în Țara Marie Byrd a fost măsurată o grosime de 4 250 m, roca din substrat aflîndu-se la 2 500 m sub nivelul mării. Pe platoul Țării Victoria, la o înălțime de 2 700 m deasupra nivelului mării, gheața este groasă de 4 000 m. Aceasta înseamnă că pe mari porțiuni din continentul antarctic roca peste care stă calota se află sub nivelul oceanului.

O trăsătură importantă a glaciațiunii antarctice este prezența unor mari ghețari de șelf plutitori (fig. 29.12). Ghețarul de șelf Ross, cel mai mare dintre aceștia, are o suprafață de aproximativ 520 000 km² și o înălțime medie de circa 70 m deasupra nivelului mării. Aceste adevărate platforme de gheață sînt alimentate de ghețarii de evacuare și de gheața nou acumulată prin tasarea zăpezii.

Calotele glaciare din pleistocen

Ca și cum marile calote din Groenlanda și Antarctica n-ar fi îndeajuns de uimitoare prin dimensiunile lor, geologii au găsit dovezi indiscutabile că mari porțiuni din Europa, America de Nord, Asia de Nord și sudul Americii de Sud au fost acoperite în pleistocen de enorme întinderi de gheață. În ciuda faptului că aceste ghețuri au dispărut acum 10 000—15 000 de ani prin topirea rapidă a calotelor respective, epoca glaciară este episodul principal cel mai recent al istoriei geologice. Relieful format de ultima înaintare și retragere a ghețurilor a fost foarte puțin modificat ulterior de ceilalți agenți modelatori.

În figurile 29.13 și 29.14 sînt indicate limitele maxime ale ultimei înaintări a ghețarilor în America de Nord și Europa. Planșa 5 indică limitele glaciațiunii pleistocene pe întregul glob. În Statele Unite ghețarii au acoperit cea mai mare parte a regiunilor aflate la nord de rîurile Missouri și Ohio, ca și nordul Pennsylvaniei, statul New York și New England. În Europa calota era centrată deasupra Mării Baltice actuale, acoperind țările scandinave și întinzîndu-se spre sud pînă în partea centrală a Europei.

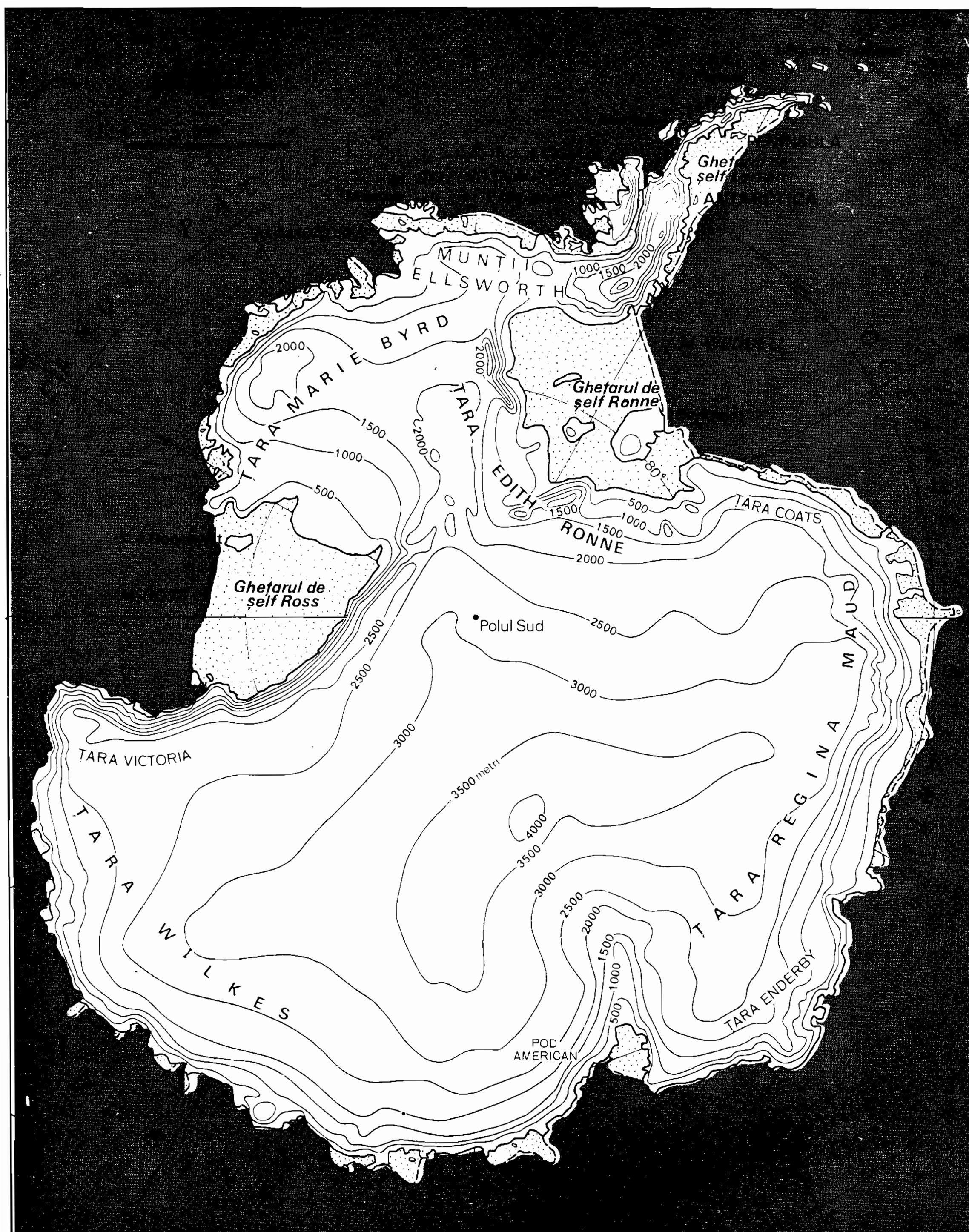


Fig. 29.12 Harta Antarcticii (cartografia, John P. Tremblay).

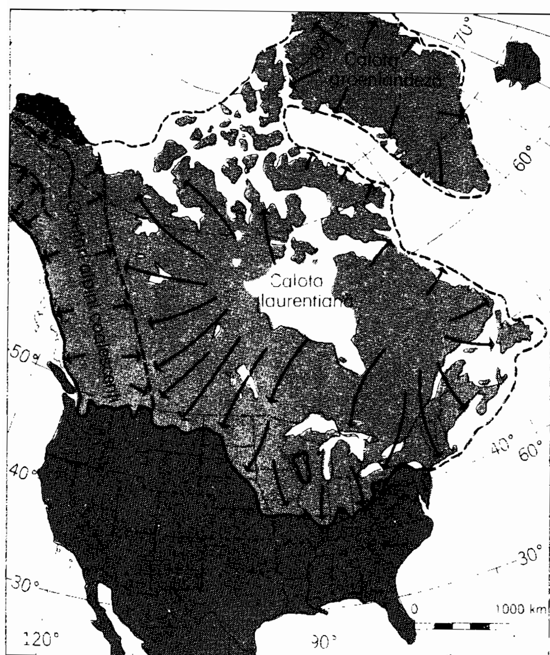


Fig. 29.13 Calotele de gheață din timpul pleistocenului ajungeau, în perioada de maximă dezvoltare a glaciațiunii, pînă la latitudinea ia care curg astăzi rîurile Ohio și Missouri (după R. F. Flint).

Insulele britanice erau acoperite aproape integral de o calotă glaciară ce avea mai multe centre situate în regiuni înalte, calotă care tindea să fuzioneze cu cea scandinavă.

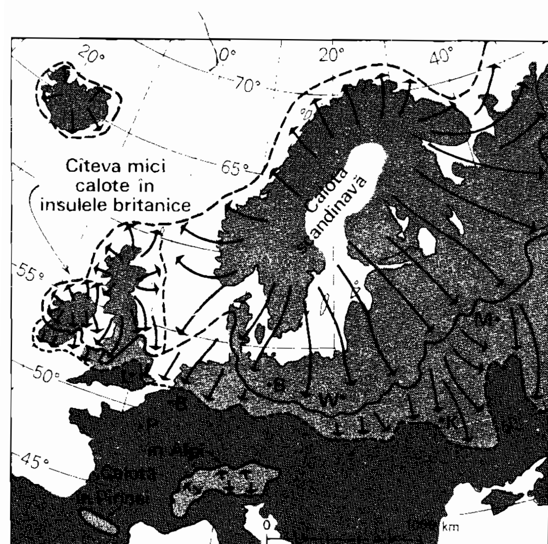


Fig. 29.14 Calota scandinavă acoperea, în pleistocen, nordul Europei. Linia continuă indică extensiunea sa spre sud, în timpul ultimei glaciații; linia întreruptă (pe uscat) indică întinderea sa maximă (după R. F. Flint).

Alpii cuprindeau numeroși ghețari mari de tip alpin, contopiți într-o singură calotă. În epoca de extensiune maximă a glaciației, în întreaga regiune muntoasă înaltă a globului s-a dezvoltat o glaciațiune alpină foarte intensă. Astăzi nu mai găsim decît mici ghețari alpini — vestigii ale acelor timpuri. În regiunile care au întrunit condiții mai puțin favorabile conservării lor, ghețarii nu au mai persistat.

Dovezile despre marea întindere de odinioară a calotelor glaciare s-au acumulat începînd de la mijlocul secolului al XIX-lea, cînd marele naturalist Louis Agassiz a enunțat prima dată această teorie îndrăzneață. În general ele se sprijină pe existenta pe teritoriul Europei și al Americii de Nord a unor forme de relief identice cu cele care apar astăzi la marginea calotei groenlandeze și a altor ghețari. Deși acum un secol ipoteza lui Agassiz a fost întîmpinată cu mult scepticism, în prezent glaciațiunea continentală din pleistocen este un fapt unanim recunoscut de savanți. Mai mult, cercetarea atentă a depozitelor glaciare a dus la concluzia că s-au produs nu una, ci patru principale înaintări și retrageri succesive ale ghețurilor, pe o perioadă totală de aproximativ 1 000 000 de ani. Formele de relief mai bine conservate sînt puse pe seama depozitelor glaciare din timpul ultimei înaintări, denumită *stadiul Wisconsin*. În discutarea formelor de relief glaciare ne vom ocupa cel mai adesea, prin urmare, de aceste depozite recente.

Perioadele glaciare

Cele patru principale perioade glaciare din America de Nord corespund unor perioade asemănătoare în Europa, identificate în Alpi. Împreună cu perioadele interglaciare (perioade de climă blîndă, în timpul cărora ghețarii se retrăgeau), aceste perioade glaciare sînt următoarele:

Nomenclatura nord-americană (pentru partea centrală și de nord a S.U.A.)	Nomenclatura europeană (Munții Alpi)
Glaciația Wisconsin	Glaciația Würm
Interglaciarul Sangamon	Interglaciarul Riss-Würm
Glaciația Illinois	Glaciația Riss
Interglaciarul Yarmouth	Interglaciarul Mindel-Riss
Glaciația Kansas	Glaciația Mindel
Interglaciarul Aftonian	Interglaciarul Günz-Mindel
Glaciația Nebraska	Glaciația Günz

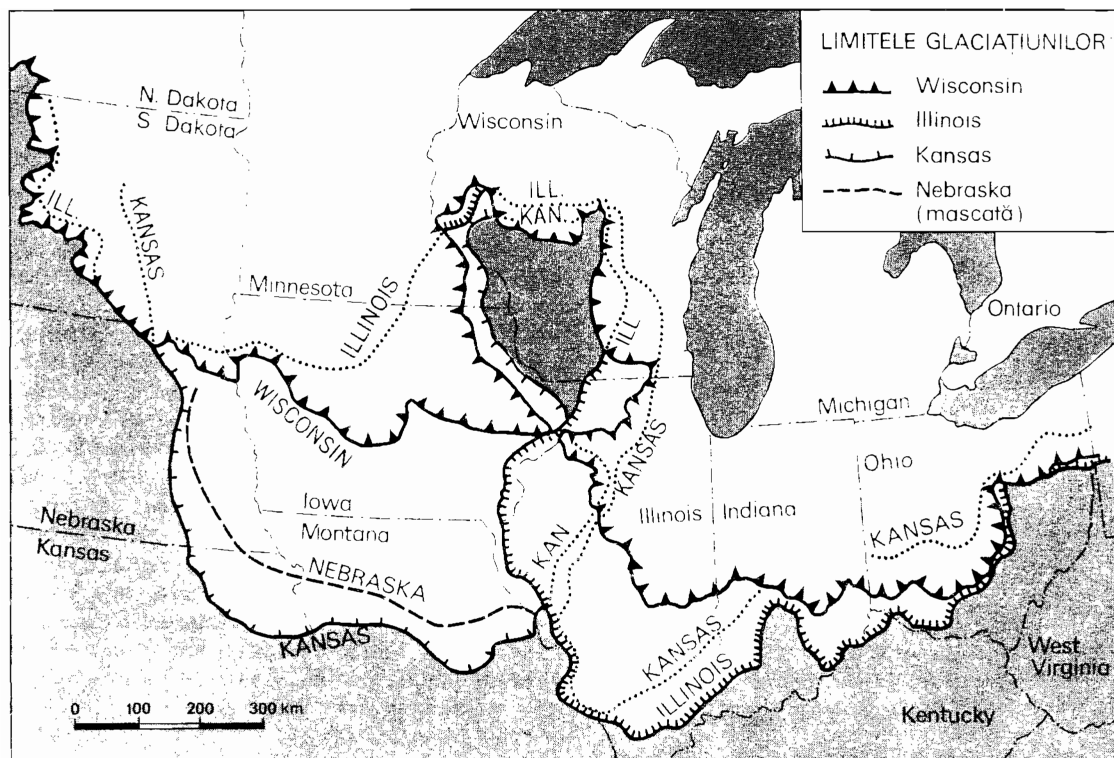


Fig. 29.15 Fiecare glaciațiune se caracterizează printr-o anumită limită maximă de înaintare a calotei (după R. F. Flint. « Glacial and Pleistocene Geology »).

Figura 29.15 arată limitele răspîndirii spre sud a ghețarilor în cadrul fiecărei glaciațiuni pentru partea centrală și de nord a Statelor Unite. În punctele unde limitele mai vechi au fost depășite de cele noi. delimitarea este ipotetică. Observăm că în statul Wisconsin există o regiune fără depozite glaciare (așa-numita *Driftless Area*). care a fost înconjurată de ghețuri. dar niciodată acoperită.

Vîrsta absolută și durata în ani a pleistocenului și a perioadelor sale sînt extrem de greu de stabilit. chiar dacă cunoaștem ordinea relativă a evenimentelor. Ultimele ghețuri au dispărut din partea centrală și de nord a S.U.A. acum 10 000—15 000 de ani. Perioada Wisconsin a durat probabil 60 000 de ani. Cea mai veche înaintare a calotei (Nebraska) poate să fi avut loc acum 300 000—600 000 de ani. deși geologii stabilesc de regulă începutul pleistocenului la acum circa 1—2 000 000 de ani.

Cauzele glaciațiilor continentale

Bazîndu-ne pe faptul că glaciațiunea reprezintă ultimul eveniment al geologiei istorice, nu trebuie să conchidem că planeta noastră este în curs de răcire. Există numeroase dovezi. sub forma unor depozite de roci. cu privire la perioade similare ce au avut loc la începutul istoriei geologice a Pămîntului. Dar. dincolo de faptul bine stabilit că au mai existat și alte glaciațiuni în trecutul geologic. cunoștințele noastre privind cauzele acestor fenomene sînt doar speculative. Evident. o perioadă prelungită de climă rece. cu zăpezi abundente. determină creșterea maselor de gheață.

O cauză posibilă a glaciațiilor ar putea fi micșorarea cantității de energie solară interceptată de Pămînt. S-a emis ipoteza că dacă această cantitate de energie a scăzut întrucîtva la începutul pleistocenului. temperatura medie a atmosferei terestre s-a redus corespunzător. Presupunînd că această schimbare n-a contribuit la diminuarea cantității de zăpadă primită. ablația mai puțin intensă a cîmpurilor de zăpadă a avut ca rezultat transformarea în gheață a unei cantități sporite de zăpadă și. implicit, creșterea și extinderea calotelor glaciare. Un al doilea factor. acționînd probabil în concordanță cu primul. a fost apariția unor edificii



Fig. 29.16 Striații glaciare și urme de fracturi acopăr suprafața netedă rotunjită a acestor *roches moutonnées*. Urmele au fost lăsate de ghețarul East Twin (Alaska). Gheața s-a mișcat în direcția în care s-a făcut fotografia (foto Maynard Miller).

muntoase pe mari porțiuni continentale în pliocen și la începutul pleistocenului, ca și bombarea amplă a interiorului continentelor (înălțare epirogenetică). În capitolul 11 am stabilit că munții primesc mari cantități de precipitații. Efectul combinat al scăderii energiei solare și al creșterii altitudinii continentelor a dus la apariția unor clime mai reci, cu precipitații sporite, în regiuni continentale favorabile, cum ar fi Podișul laurențian din estul Canadei și Peninsula scandinavă. Această ipoteză mixtă asupra cauzei glaciațiilor se numește *ipoteză solar-morfologică*.

O altă ipoteză importantă și larg acceptată atribuie apariția glaciațiilor unei reduceri a conținutului de bioxid de carbon din atmosferă. Rolul bioxidului de carbon în absorbția radiațiilor de unde lungi și, implicit, în încălzirea atmosferei, a fost studiat în capitolul 8. Se apreciază că în cazul micșorării la 1/2 a procentului de bioxid de carbon din atmosferă, care este acum de 0,03% temperatura medie a suprafeței terestre ar scădea cu aproximativ 4°C. O asemenea reducere a conținutului de bioxid de carbon ar fi putut contribui, împreună cu creșterea altitudinii continentelor, la dezvoltarea calotelor glaciare.

Mai există și alte ipoteze care se bazează pe mecanisme total diferite. S-a emis de pildă ipoteza că sporirea cantității de praf vulcanic din atmosferă ar putea provoca apariția unei glaciații, deoarece, prin reflectarea în spațiu a unei cantități mai mari de energie solară, s-ar reduce energia calorică ajunsă în stratele inferioare ale atmosferei. Paralel cu scăderea temperaturii atmosferice s-ar înmulți particulele minuscule de praf ce servesc ca nuclei de condensare, favorizîndu-se astfel intensificarea precipitațiilor. Alte ipoteze presupun deplasări de poziție ale continentelor în raport cu polii, prin care diverse porțiuni de uscat au ajuns să favorizeze dezvoltarea calotelor glaciare. O altă ipoteză presupune că schimbări survenite în traiectoria curenților oceanici, mai ales devierea sau blocarea curenților calzi, de exemplu Gulf Stream-ul, ar fi provocat apariția unor clime mai reci în regiunile subarctice. Variațiile orbitei terestre, care modifică cantitatea de energie solară primită pe Pămînt, au fost de asemenea considerate drept cauze ale glaciațiilor.

Eroziunea exercitată de ghețarii de calotă

La fel cu ghețarii de tip alpin, ghețarii de calotă exercită o importantă acțiune de eroziune. Deplasîndu-se lent, ghețurile zgîrie și tocesc intens roca din talpă, lăsînd în urmă mase rotunjite cu numeroase urme minuscule de eroziune. Zgîrieturile *(striațiile)* urmează sensul general al mișcării gheții (fig. 29.16), prezentînd uneori intersecții datorate schimbărilor de direcție. Unele tipuri de rocă au fost suficient de slabe pentru a permite formarea unor șanțuri adînci, cum ar fi, de pildă calcarele de pe Insula Kelley, din apropierea malului sudic al lacului Erie (fig. 29.17).

Cînd masa de gheață conține și fragmente de roci dure și colțuroase pe care le antrenează în mișcarea ei pe suprafața rocii din talpă, iau naștere o serie de *fisuri curbe* îmbinate pe direcția deplasării gheții. Aceste fisuri *(chatter marks)* ca și golurile în *formă de semilună (crescentic gouges)*, cu curbura în sens invers, sînt indicatori utili ai direcției de mișcare a ghețarilor (fig. 29.16). Prin frecarea de rocă a particulelor fine de argilă, unele roci foarte dure au căpătat suprafețe lustruite. Dovezile despre eroziunea glaciară descrise mai sus pot fi întîlnite în toată partea de nord-est a S.U.A. Ele pot fi observate pe aproape orice suprafață expusă de

rocă dură, iar odată identificate, pot fi recunoscute de orice persoană avizată.

Aceste semne de eroziune glaciară apar adesea pe spinări de rocă solidă, modelate prin acțiunea ghețurilor în mișcare (fig. 29.18). Latura dinspre care se deplasa gheața este rotunjită și netezită caracteristic, prezentînd o suprafață cu striații și șanțuri (latura din amonte — *stoss*). Cealaltă latură (latura din aval — *lee*), unde gheața a smuls blocuri fisurate, colțuroase, este neregulată, rugoasă și mai abruptă decît latura din amonte. Glaciologii desemnează aceste movile de rocă prin termenul francez *roches moutonnées (spinări de berbec)*.

Cu mult mai importante decît aceste forme minore de eroziune sînt uriașele excavații făcute de calotele glaciare în punctele unde roca din talpă era slabă, iar masa de gheață era dirijată și curgerea ei facilitată de prezența unei văi paralele cu direcția de curgere. În aceste condiții calota se comporta asemănător unui ghețar de vale, săpînd un uluc adînc în formă de U. *Finger lake*-urile din vestul statului New York oferă în acest sens exemple remarcabile. Aici existau mai multe văi vechi fluviatile, paralele cu deplasarea spre sud a gheții, care le-a transformat în văi glaciare adînci. Închise la capetele nordice prin mase de detritus glaciar, aceste bazine conțin acum lacuri de formă alungită. În mod similar, au apărut sute de lacuri în regiunile europene și nord-americane supuse glaciației. Nenumărate lacuri mici din Canada, Finlanda și statul Minnesota (S.U.A.) ocupă forme depresionare săpate prin acțiunea gheții (fig. 29.19). În formarea acestora un anumit rol l-au jucat și depunerile neregulate de material detritic glaciar.

Depozitele rezultate în urma acțiunii ghețarilor de calotă

Termenul de *depozit glaciar* este folosit de multă vreme pentru a desemna toate tipurile de material detritic depus în strînsă asociere cu activitatea ghețarilor. Există două categorii principale: *depozite stratificate* — constînd din strate formate din argilă, mîluri, nisipuri sau pietrișuri, sortate și depuse de rîurile alimentate cu apă rezultată din topirea ghețarilor sau de pe suprafețele înconjurătoare — și *till*-ul, un amestec eterogen de fragmente de rocă, variind ca dimensiuni de la argilă pînă la blocuri, depus direct din gheață, fără a fi transportat de apă. Morenele ghețarilor de vale sînt formate în mare parte din till, pe cînd *valley-train*-urile se compun din depozite stratificate.

În acele regiuni din S.U.A. acoperite de calote în pleistocen, depozitele glaciare au



Fig. 29.17 Striații netede, neobișnuit de adînci, săpate în calcar sub acțiunea masei de gheață, pe insula Kelley, lîngă malul sudic al lacului Erie (foto *Department of Industrial and Economic Development, State of Ohio*).



Fig. 29.18 Proeminență stîncoasă modelată de ghețari (după A.N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

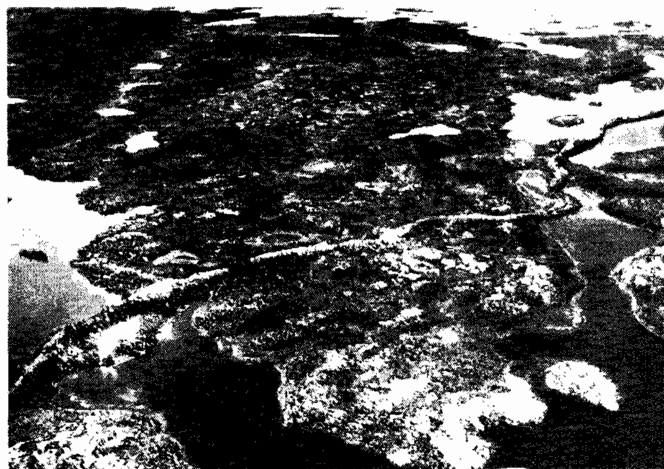
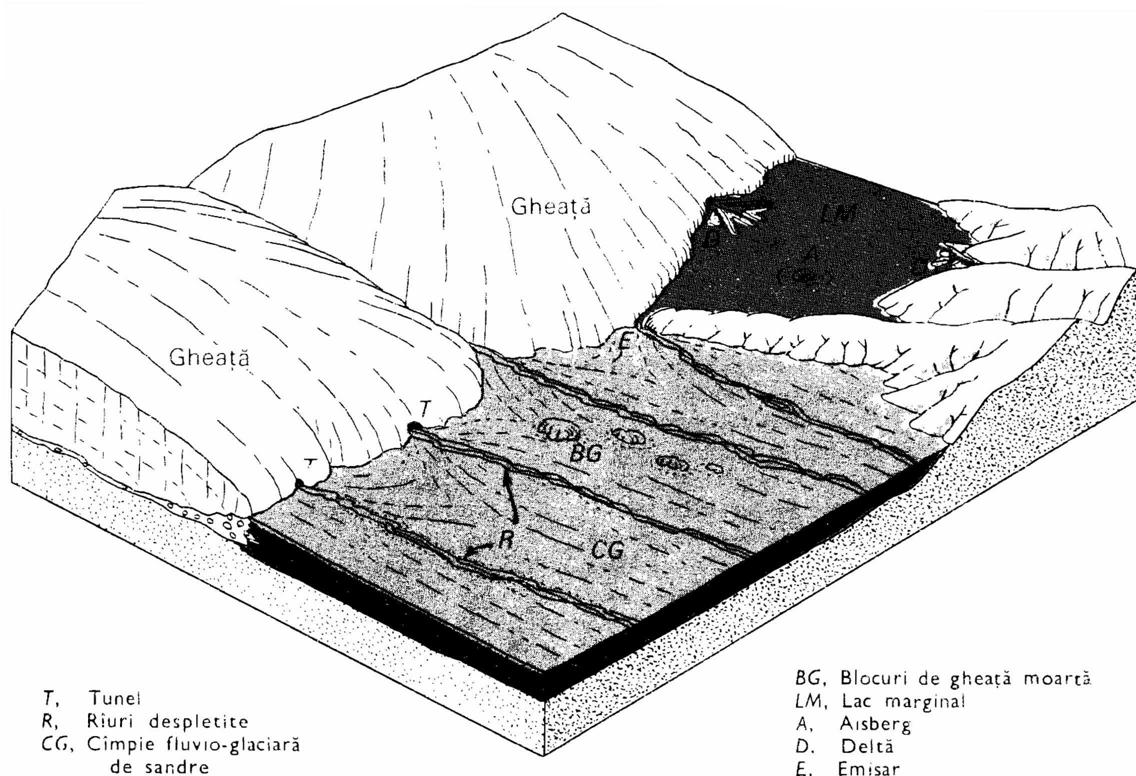
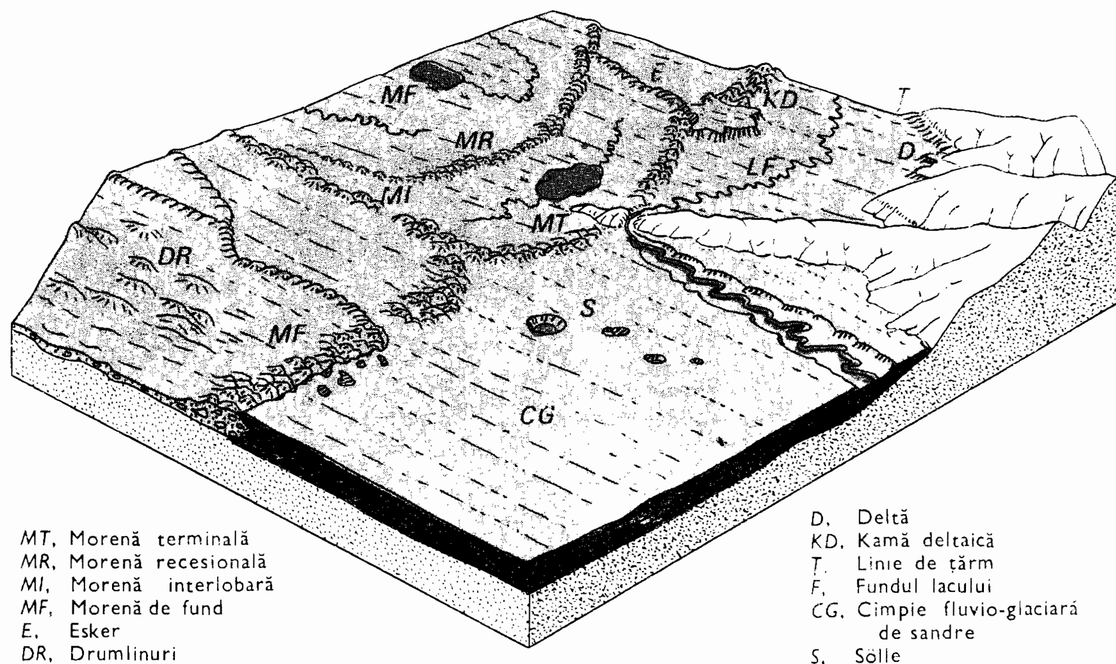


Fig. 29.19 Imaginea unui esker văzut din avion în zona scutului canadian. El apare ca un terasament ingust care traversează suprafața bazinelor lacustre glaciare (foto *Canadian Department of Mines, Geological Survey*).



A. **Cînd partea frontală a calotei s-a stabilizat, iar gheața nu mai inaintează, apele alimentate de torenții subglaciari dau naștere unei morfologii tipice.**



B. **După retragerea ghețarilor, apar la zi forme noi de relief care s-au format sub masa de gheață.**

Fig. 29.20 Forme de relief dezvoltate la periferia ghețarilor continentali.

în medie grosimi între 6 m în regiunile muntoase (de exemplu în New England) și 15 m sau chiar mai mult în depresiunile din partea central-nordică. În statul Iowa de pildă, au fost măsurate grosimi de 45—60 m, iar în Illinois de peste 30 m. Pe alocuri, acolo unde relieful era fragmentat de văi adînci înainte de instalarea glaciațiunii, ca de exemplu în Ohio, formațiunile pot atinge și cîteva sute de picioare.

Pentru a înțelege forma și compoziția depozitelor lăsate de ghețarii de calotă este util să examinăm condițiile existente în epoca respectivă (fig. 29.20). Blocdiagrama *A* prezintă o regiune parțial acoperită de asemenea ghețari, al căror front este relativ staționar, situație ce apare în momentul cînd intensitatea ablației este egală cu cantitatea de gheață deplasată prin mișcarea calotei. Atunci cînd ritmul de deplasare a masei de gheață este mai mare, noi suprafețe vor fi acoperite de masa de gheață și invers, creșterea ritmului de topire a gheții ar duce la retragerea frunții ghețarului și la reducerea suprafeței afectate de glaciațiune. Deși în pleistocen frunțile ghețarilor au cunoscut fluctuații mai mult sau mai puțin importante, au existat și perioade considerabile de relativă stabilitate a acestuia (blocdiagrama *A*).

Activitatea de transport a unei calote glaciare poate fi comparată cu cea a unui uriaș conveier. Materialul purtat este aruncat la capătul conveierului, iar în cazul în care rămîne pe loc, se acumulează în cantități din ce în ce mai mari. Fragmentele de rocă aduse în interiorul gheții se depun pe margini, pe măsură ce gheața se evaporă sau se topește.

Till-ul glaciar ce se acumulează la marginea gheții formează un morman rugos, de formă neregulată — *morena terminală*. După dispariția gheții, morena apare ca un brîu de coline și mici depresiuni — acestea din urmă avînd adesea și lacuri. Brîurilor de morene li se atribuie în mod curent o anumită morfologie — relief colinar, vălurit, cu mici proeminențe și depresiuni (sölle) *(knob and kettle topography)* (fig. 29.21). Morenele terminale tind să aibă o configurație arcuită, convexitatea curburii fiind îndreptată spre sud, ceea ce indică faptul că gheața a înaintat într-o serie de mari lobi, fiecare cu un front curb (fig. 29.22). În zona de întîlnire a doi lobi, prin reunirea morenelor într-un singur aliniament cu curbură inversă, spre nord ia naștere *morena interlobară*



Fig. 29.21 Relieful vălurit cu mici proeminențe și mici depresiuni *(knobs and kettles)* caracterizează această morenă interlobară din partea de nord-est a lacului Elkhart (statul Wisconsin, S.U.A.) (foto W. C. Alden, *U.S. Geological Survey*).

(fig. 29.20, *B*). În cadrul retragerii generale ce a precedat dispariția ghețarilor de calotă, frontul acestora a înregistrat cîteva momente staționare care au rămas înscrise în

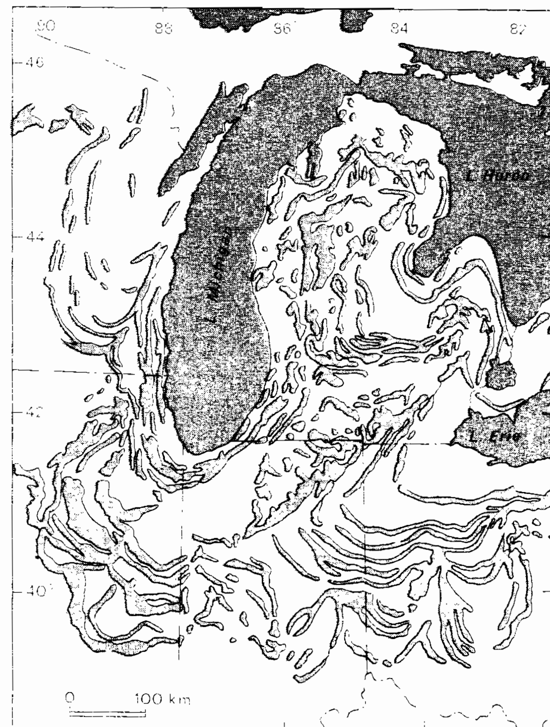


Fig. 29.22 Valuri morenaice formînd o rețea festonată, după lobii ghețarilor dispăruți din partea de nord și centrală a S.U.A. (după R. F. Flint și alții în « Glacial Map of North America », 1945).



Fig. 29.23 Esker pe care s-a dezvoltat un înveliș de sol și vegetație care maschează materialul detritic din interior. Dodge County, Wisconsin, S.U.A. (foto *U.S. Geological Survey*).

relief sub forma unor fîșii morenaice, similare morenelor terminale, numite *morene recesionale* (fig. 29.20 și 29.22), care sînt, de regulă, subțiri, discontinue și, în general, paralele cu morena terminală.

În figura 29.20, *A* distingem în fața ghețarilor o cîmpie netedă și înclinată. Este o *cîmpie fluvio-glaciară de sandre (outwash plain)*, formată din depozite stratificate, depuse de apele ce se alimentează din ghețari. Este vorba, în realitate, de mari conuri de dejecție pe care s-au depus strate groase de nisipuri și pietrișuri. Adjectivul „fluvio-glaciar" desemnează adesea depozitele stratificate corespunzătoare.

Mari ape curgătoare ieșeau la zi din galeriile săpate în gheață, mai ales în zonele unde calota devenise stagnantă pe mulți kilometri în spatele frunții ghețarului. Tunele similare s-au format apoi prin întreaga masă de gheață, servind la transportul apei rezultată din topirea gheții. După dispariția completă a calotei (fig. 29.20, *B*), cîmpia fluvio-glaciară își păstrează forma sa inițială, adăugîndu-i-se pe locul ocupat odinioară de fruntea ghețarului un povîrniș abrupt, format din depozite fluvio-glaciare, povîrniș ce este cunoscut în limba engleză sub numele de *ice-contact slope*. Mai în spate, dincolo de morena terminală sau frontală, poziția unui fost tunel prin gheață este marcată de o creastă lungă și sinuoasă, numită *esker* sau *ôsar* formată din nisipuri și pietrișuri aduse de torenții subglaciari. Întrucît gheața alcătuia laturile și tavanul tunelului, la dispariția ei a rămas doar depozitul adus de rîu (fig. 29.23). Aceste forme de relief pot avea adesea lungimi de mai mulți kilometri; în statul Maine de exemplu pot atinge 160 km. Unele dintre ele apar ramificate, în mod similar despletirii apelor ce le-au format. Deoarece esker-ul se compune din materiale foarte poroase (nisip și pietriș), drenarea rapidă a apelor poate împiedica creșterea copacilor în regiunile lor mai înalte, care lasă uneori impresia că au fost defrișate (fig. 29.19).

Din varietatea de forme a reliefului de acumulare glaciară face parte și *drumlinul* — o colină alungită, rotunjită și netedă, semănînd cu cupa unei linguri răsturnate. Drumlinurile sînt formate din till glaciar (fig. 29.24), aflîndu-se invariabil într-o zonă situată în spatele morenelor terminale sau recesionale. Ele apar de regulă în grupuri de pînă la cîteva sute. Axa mare a fiecărui drumlin este paralelă cu direcția de mișcare a gheții; drumlinurile sînt prin urmare îndreptate spre morenele terminale, indicînd sensul deplasării ghețurilor. Studiul compoziției și structurii drumlinurilor a dus la concluzia generală că aceste movile s-au format sub gheața aflată în mișcare, printr-un fel de acțiune de zidire, în cadrul căreia se așterneau mai multe strate de argilă glaciară. Acest lucru nu era posibil decît dacă gheața conținea cantități atît de mari de detritus, încît surplusul trebuia lăsat în urmă. Mai mult, pentru inițierea acestei acțiuni erau probabil necesare unele neregularități ale suprafeței terenului.

Între morenele terminale, recesionale și interlobare suprafața lăsată de ghețuri este, în general, acoperită cu un strat de till glaciar numit ***morenă de fund***. Acesta scapă adesea observației, neprezentînd trăsături



Fig. 29.24 Micul drumlin situat la sud de Sodus (statul New York, S.U.A.), prezentînd a inclinare de la dreapta spre stinga, indică sensul de deplasare a gheții (nord—sud) (foto *Ward's Natural Science Establishment*, **New York**).

topografice proeminente, ușor de recunoscut. Totuși, morena de fund poate fi groasă, îngropînd în întregime formele de relief anterioare instalării glaciațiunii. Dacă este groasă și uniform răspîndită, morena de fund dă naștere unei întinse *cîmpii de till*, dar acest lucru se întîmplă numai în regiunile îndeajuns de plate. În regiunile cu relief intens fragmentat, relieful preexistent își menține în general contururile.

Depozitele glaciare din ape stătătoare

Dacă panta terenului înclină către fruntea unui ghețar de calotă, între acest front și zonele înalte de teren se formează o zonă depresionară. Văile ce ar fi putut exista spre nord sînt blocate de ghețuri. În aceste condiții, de-a lungul frontului de gheață pot apărea *lacuri glaciare marginale* (fig. 29.20. *A*). Apa lacurilor se scurge prin cel mai jos canal care se află între gheață și versant, sau prin locurile mai joase de-a lungul cumpenelor apelor. Rîurile alimentate cu apa provenită din topirea ghețarilor construiesc în aceste lacuri marginale *delte glaciare*, asemănătoare în cele mai multe privințe deltelor formate în condiții obișnuite, pe uscat. După dispariția ghețarilor lacul seacă și astfel apar sedimentele depuse pe fund — argilă fină și mîl. Aceste depozite stratificate, cu granulație fină, formate din aluviunile în suspensie aflate în apele tulburi ale lacului, constituie sedimente *glacio-lacustre*. Structura este în general rubanată, cu alternanțe de culoare — închisă sau deschisă — denumite *varve* (fig. 29.25). Fiecare pereche, adică fiecare varvă individuală, se consideră că reprezintă depunerile dintr-un an — fîșia mai groasă, de culoare deschisă, fiind alcătuită din depuneri de anotimp cald, cu textură mai grosieră, iar fîșia subțire de culoare închisă fiind compusă din argilă fină, care se depune iarna, cînd lacul este acoperit cu un strat de gheață. Cîmpiile provenite din lacuri glaciare sînt extrem de netede, cu rîuri meandrate și mari întinderi mlăștinoase.

Deltele, care prezintă la partea superioară un aspect neted corespunzător nivelului fostului lac, sînt acum niște forme curioase, izolate, denumite *kame deltaice*. Depunerile rămase între o masă de gheață stagnantă și versantul unei văi constituie *terase de kame*, ale căror frunți abrupte sînt versanți de contact cu gheața (fig. 29.26). Terasele

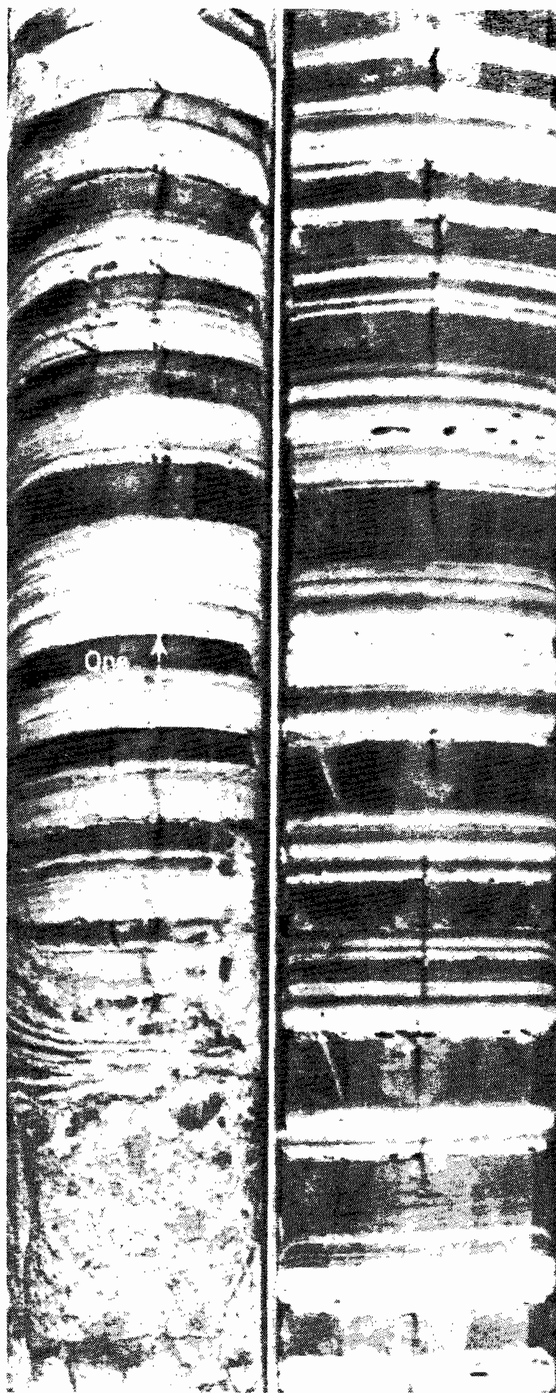
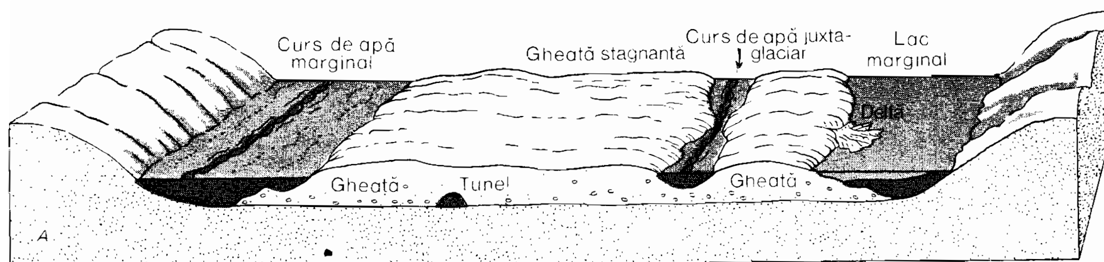


Fig. 29.25 Eșantion de argile rubanate (varve) din depozitele unui lac glaciar de lîngă New York. Fiecare varvă este constituită dintr-un strat superior de culoare închisă și unul inferior de culoare deschisă. Eșantioanele măsoară circa 25 cm pe porțiunea cuprinsă în imagine (foto C. A. Reeds, ***American Museum of Natural History*****).**



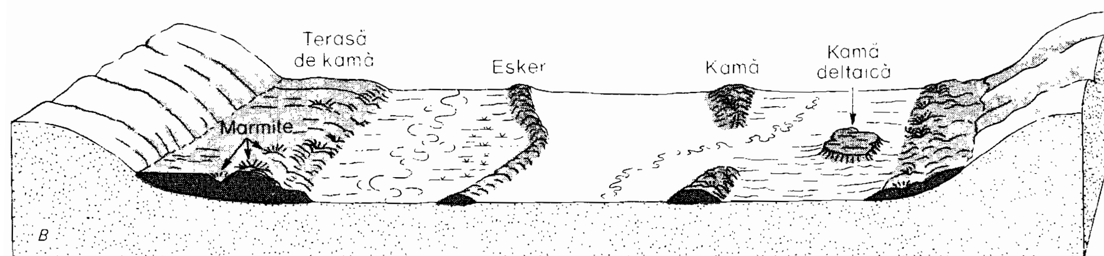


Fig. 29.26 Kamele pot lua naștere datorită sedimentării fluviatile sau lacustre a materialului detritic, între o masă de gheață stagnantă și versanții văii (după R. F. Flint).

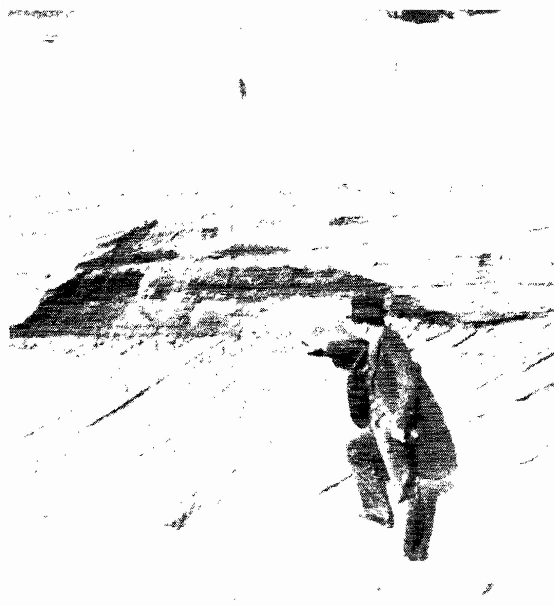


Fig. 29.27 Stratificația încrucișată a nisipului depus într-o deltă glaciară lîngă North Haven (statul Connecticut, S.U.A.) (foto R. J. Lougee).



Fig. 29.28 Strate groase de nisipuri și pietrișuri fluvioglaciare pe țărmul nordic al Long Island-ului (SUA), exploatate pentru a fi utilizate în construcții și terasamente. Stratul de culoare închisă de la partea superioară este till glaciar, depus într-o fază de înaintare a ghețarilor. Materialul grosier din primul plan este format din blocuri eratice, rostogolite din orizontul de till (foto A. K. Lobeck).

de kame sînt greu de deosebit de terasele aluvionare, dar majoritatea kamelor conțin depresiuni nedrenate, produse prin topirea blocurilor de gheață. Fiind clădite din nisip și pietriș foarte bine spălat și sortat, kamele prezintă de regulă stratificație caracteristică deltelor (fig. 29.27).

Aspecte geografice ale reliefului glaciar

Deoarece glaciațiunea pleistocenă a afectat o mare parte a Europei și Americii de Nord, formele de relief rezultate în urma acțiunii ghețarilor prezintă o importanță geografică fundamentală în ceea ce

privește activitatea omului. Efectele asupra agriculturii sînt atît favorabile cît și nefavorabile, în funcție de aspectul morfologic al terenului dinaintea instalării glaciației și de faptul dacă gheața a avut sau nu o acțiune intensă de eroziune și sedimentare. În regiunile deluroase sau muntoase (de pildă în New England) till-ul glaciar este slab răspîndit și foarte pietros. Lucrările agricole sînt îngreuiate de prezența in sol a multor pietre și blocuri. În zona valurilor morenaice pantele abrupte, aspectul neregulat al terenului și abundența pietrelor și a blocurilor din till constituie dezavantaje pentru agricultură. Aceleași trăsături, pe de altă parte, fac din zonele respective valoroase amplasamente rezidențiale. O ambianță plăcută de dealuri, depresiuni și mici lacuri oferă poziții ideale pentru așezări.

Pe de altă parte, marile cîmpii de till, fluvio-glaciare și de origine lacustră constituie unele dintre cele mai productive terenuri agricole ale lumii. Exemple în acest sens oferă preriile din statele Indiana, Illinois, Iowa, Nebraska și Minnesota (S.U.A.).

Depozitele fluvio-glaciare au o mare valoare economică. Nisipul și pietrișul din kame și eskere și de pe cîmpiile fluvio-glaciare asigură mari cantități de material de construcție (fig. 29.28). Nisipurile cele mai fine pot fi utilizate în metalurgie. Depunerile fluvio-glaciare conțin de asemenea foarte multă apă subterană. Acolo unde văile preglaciare adînci s-au umplut cu astfel de materiale, mari cantități de apă pot fi pompate din puțuri săpate în aceste depuneri, asigurîndu-se astfel aprovizionarea cu apă a multor orașe mari și zone industriale, precum sînt cele din statele Ohio, Pennsylvania și NewYork.

Capitolul 30 Relieful format de valuri și curenți

VALURILE OCEANULUI EXERCITĂ o acțiune modificatoare continuă asupra țărmurilor continentelor și insulelor. Despre originea, forma și mișcarea valurilor s-a tratat în capitolul 10. În deplasarea lor peste întinderile de ape din largul oceanelor, valurile își pierd treptat din energia acumulată, dar cînd ajung în apropiere de coastă, în zone de adîncime mică, aspectul lor se schimbă radical, apărînd noi forme de mișcare a apei. Astfel, iau naștere valuri puternice, deferlante, și curenți capabili să producă o intensă acțiune de abraziune asupra coastei.

În majoritatea cazurilor, spre coastă fundul este aproape plan, cu o pantă ușoară care se prelungește spre larg. Cînd valurile se apropie de această zonă în care adîncimea scade, viteza lor se reduce, iar crestele se apropie între ele (fig. 30.1). Înălțimea și panta valurilor cresc rapid, iar crestele cad spre înainte prin deferlare, dînd naștere unor valuri care poartă denumirea de *brizanți (breakers)* sau *valuri de resacă* (fig. 30.2). După spargerea valului de resacă plaja este inundată de o pînză de apă înspumată și agitată numită *jet de resacă (swash);* acest curent puternic de apă deplasează spre uscat nisip și pietriș din zona coastei. Cînd forța jetului de resacă se epuizează, apa se retrage de pe plajă printr-un *contracurent de spălare (backwash);* în această retragere o mare parte din apă se infiltrează în nisipul permeabil al plajei, iar parte din nisipul și pietrișul dislocat de jet este spălat de contracurent și dus înapoi, către mare.

Eroziunea exercitată de valuri

În perioadele relativ calme sau cu vînt moderat, valurile exercită o acțiune slabă de eroziune, clădind în schimb întinderile de plaje sau alte forme de relief de acumulare. Pe vreme de furtună însă, cînd valuri enorme deferlează aruncînd pe țărm tone de apă, eroziunea este rapidă (fig. 30.3). *Jetul de resacă* (*swash*-ul) aruncă cu violență pietriș și bolovăniș asupra rocilor de pe țărm, provocînd erodarea acestora. Prin frecarea repetată între ele a fragmentelor desprinse are loc o acțiune continuă de sfărîmare și malaxare, ai cărei produși se sortează după mărime. Particulele fine sînt transportate în mare, unde în cele din urmă se depun în zonele de apă adîncă, liniștită, formînd strate de argile și mîluri. Nisipul și pietrișul rămîn aproape de țărm, alcătuind plaje și bare.

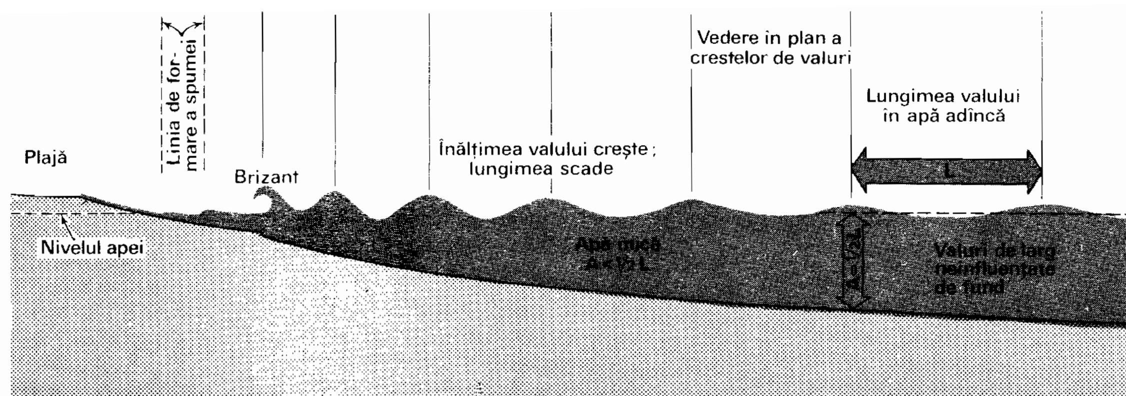


Fig. 30.1 Cînd valurile intră în zona cu apă puțin adîncă, forma lor se schimbă pînă la producerea deferlării.

Dacă țărmul ar fi format numai din roci dure, eroziunea ar fi lentă. furtunile nereușind să producă decît mici schimbări vizibile de-a lungul timpului. Acolo unde țărmul este alcătuit din formațiuni mai puțin rezistente, ca material morenaic sau cîmpii fluvio-glaciare. eroziunea este foarte rapidă. Forța apei este suficientă pentru a eroda aceste depozite mai noi. falezele putîndu-se retrage în acest caz cu mulți metri în timpul unei singure furtuni (fig. 30.4). Descrierea unor forme specifice de relief rezultate în urma acțiunii valurilor se va face într-unul din paragrafele următoare.

Deriva de plajă și curentul litoral

Deplasarea continuă a materialului antrenat de valuri în sensuri contrare, datorită mai întîi jetului de resacă, în timpul deferlării, și apoi contracurentului de spălare, are ca rezultat nu numai mișcarea fragmentelor de rocă spre uscat sau spre mare, ci și o deplasare laterală a acestora, numită *derivă de plajă (beach drifting)* (fig. 30.5). Fronturile valurilor nu sînt întotdeauna paralele cu linia coastei, pe care o abordează adesea sub un unghi oarecare. Ca urmare, jetul de resacă, lovind plaja oblic, împinge nisipul, pietrișul și bolovănișul pe aceeași direcție înclinată față de linia coastei. După ce apa își pierde energia, ea se scurge sub acțiunea forței de gravitație, pe linia de cea mai mare pantă, înapoi, în mare. Particulele materiale antrenate se depun într-o poziție deviată față de cea anterioară. Întrucît pe o anumită durată de timp valurile abordează în mod constant coasta din aceeași direcție, mișcarea de derivă de pe plajă se repetă de nenumărate ori, iar fragmentele de rocă parcurg o distanță considerabilă de-a lungul țărmului. Dacă ținem seama de repetarea sistematică a fenomenului și de marele număr al particulelor deplasate astfel, vom înțelege că această formă de transport în masă constituie un proces important în evoluția configurației țărmurilor.

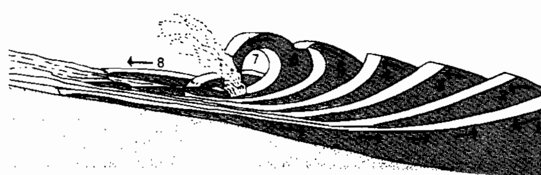


Fig. 30.2 Spargerea unui val produce un jet de resacă *(swash)* spre uscat, apoi sub acțiunea forței de gravitație apa se retrage spre mare, dînd naștere unui contracurent de spălare *(backwash)*.



Fig. 30.3 Pe o mare dezlănțuită valuri neobișnuit de mari spărgîndu-se de dig cu o forță uriașă la Hastings, în Marea Britanie.



Fig. 30.4 Valuri de furtună deferlînd în dreptul unui țărm format din material nisipos slab consolidat. Datorită erodării falezei, au fost afectate construcțiile la Seabright în statul New Jersey (S.U.A.). Barajul pe piloți de lemn (dreapta) n-a putut impiedica eroziunea exercitată de valuri (foto Douglas Johnson).

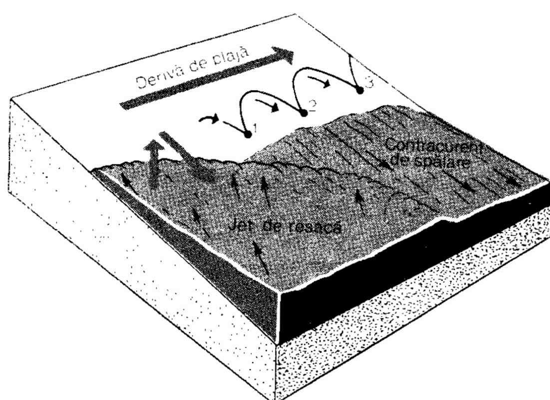


Fig. 30.5 Cînd valurile se apropie sub un unghi oarecare de țărm, jetul de resacă și contracurentul de spălare deplasează particulele de nisip și pietriș pe traiectorii arcuite de-a lungul plajei.

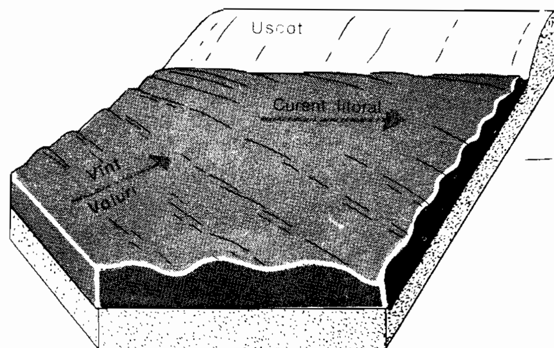


Fig. 30.6 Cînd valurile se propagă oblic față de linia țărmului, în zona de spargere a valurilor, cu apă puțin adîncă, se formează un curent litoral paralel cu țărmul.

Deși noțiunea de *plajă* este curent folosită, precizăm totuși aici că prin plajă se înțelege fîșia de uscat formată din depuneri de nisip și pietriș sau bolovani sub acțiunea jetului de resacă și a contracurentului de spălare, de la zona de deferlare spre coastă. Dacă nisipul ajunge pe o porțiune anumită a plajei înainte de a fi luat de contracurent și transportat înapoi spre mare, plaja se lărgește și se înalță spre uscat printr-un proces numit *progradare (progradation)*. Dacă însă într-o zonă oarecare nisipul dislocat este transportat spre mare în cantitate mai mare decît cel ce se depune, plaja se îngustează, iar linia coastei se deplasează spre uscat, prin procesul numit *retrogradare (retrogradation)*.

Un alt proces legat de deriva de plajă este *deriva de coastă (longshore drifting)*. Din cauza valurilor și vîntului puternic, nivelul apei crește ușor în apropierea țărmului. Acest surplus de apă tinde să se scurgă spre a nivela suprafața apei. În aceste condiții ia naștere de-a lungul liniei de coastă un *curent litoral*, a cărui direcție este deviată față de cea spre care bate vîntul (fig. 30.6). Dacă condițiile de vînt și valuri sînt favorabile, acest curent deplasează atît materialul în suspensie, cît și nisipul de pe fund într-o direcție paralelă cu țărmul.

Atît deriva de plajă, cît și curentul costier deplasează particulele în aceeași direcție, rezultînd o acțiune combinată a acestora în transportul materialului detritic.

Curenții de maree constituie un alt tip de mișcare a apei, care provoacă deplasarea sfărîmăturilor de roci litorale. Natura acestor curenți este explicată în capitolul 6. Ei sînt deosebit de activi în golfurile înguste și în estuare, dar nu prezintă mare importanță în regiunile în care țărmul se prezintă în linie aproape dreaptă.

Refractarea valurilor

Schimbarea direcției de propagare a frontului valurilor, în cazurile cînd acestea se apropie de linia coastei sub un unghi oarecare de înclinare, poartă denumirea de *refractarea valurilor*. Principiul este ilustrat în figura 30.7, care prezintă o linie de țărm cu golfuri și promontorii. Pozițiile succesive ale unui val sînt indicate de liniile numerotate 1, 2, 3 și așa mai departe. În zonele cu apă adîncă fronturile valurilor sînt paralele. Pe măsura apropierii de țărm începe însă să se resimtă efectul de întîrziere din zona apelor puțin adînci, mai întîi în porțiu-

nile din fața promontoriilor. Scăderea adîncimii apei determină aici și o scădere a vitezei de deplasare a valurilor. în timp ce în apele mai adînci din fața golfurilor această acțiune de întîrziere încă nu s-a produs. Ca urmare, frontul valului se rupe — se *refractă* — devenind aproximativ paralel cu țărmul. Dacă linia țărmului prezintă curbe largi, deschise, valurile pot deferla pretutindeni în același timp, dar cazul este relativ rar. De obicei, valul deferlează mai întîi în regiunea de promontoriu și abia mai tîrziu în fundul golfului, așa cum se vede în figura 30.7.

Deosebit de importantă pentru înțelegerea evoluției coastelor cu golfuri este distribuția energiei valurilor de-a lungul țărmului. În figura 30.7 s-au folosit linii întrerupte (*a*, *b*, *c*, *d* etc.) pentru a diviza valul din poziția 1 în părți egale, considerate a cuprinde cantități egale de energie. Atunci cînd valul se apropie de țărm liniile întrerupte arată ce se întîmplă cu fiecare unitate de energie. În timp ce în dreptul promontoriilor înălțimea valurilor și a brizanților crește, iar energia se concentrează pe un sector scurt, de-a lungul golfurilor înălțimea valurilor scade, astfel încît energia de deferlare se distribuie pe un sector mai lung de țărm. În consecință, valurile deferlante constituie puternici agenți de eroziune în zona promontoriilor, acțiunea lor fiind mai slabă și mai ineficace în zona fundului golfurilor. Rezultă, prin urmare, că promontoriile sînt supuse unei eroziuni rapide, care tinde să dea țărmurilor o formă finală simplă, în linie dreaptă.

Fenomenul de refractare a valurilor se produce și atunci cînd valurile se propagă sub un anumit unghi față de un țărm perfect drept (fig. 30.8). Frontul lor este astfel deviat încît deferlează aproape paralel cu plaja. Aspectele refractării valurilor pot fi studiate pe baza fotografiilor aeriene, furnizînd informații utile despre relieful fundului în vecinătatea țărmurilor. Asemenea aspecte sînt arătate în figura 10.5.

Evoluția falezelor marine

În acele puncte unde țărmul coboară în pantă mare sub nivelul apei, sînt condiții foarte favorabile pentru formarea unei coaste cu faleze abrupte. O asemenea situație poate apărea datorită unei mișcări de coborîre a uscatului sau creșterii nivelului apei, ambele procese determinînd apropierea liniei apei de versanții abrupți ai unor munți sau dealuri.

Figura 30.9 ilustrează formarea falezelor marine. Blocdiagrama *A* înfățișează stadiul inițial. *stadiul de microfaleză (nip stage)*, în care valurile au reușit să taie o mică faleză în roca dură. La baza falezei se află o mică zonă de platformă. În acest sector fragmentele de rocă sînt purtate spre mare, deoarece energia valurilor fiind deosebit de intensă spală complet nisipul și pietrișul și împiedică formarea plajei.

În blocdiagrama *B* faleza a atins deja o înălțime considerabilă, dezvoltarea ei datorîndu-se faptului că, o dată cu avansarea acțiunii de eroziune a valurilor, înălțimea coastei crește. În punctele în care apar roci mai puțin rezistente valurile au săpat firide și grote marine. Porțiunile cu roci mai dure formează promontorii; cînd rămîn legate de uscat numai la partea superioară a falezei iau forma de portaluri; dacă se detașează complet de coastă apar stîlpi (fig. 30.10). În acest stadiu linia falezei a atins gradul maxim de neregularitate, și continuă să fie puternic erodată de valuri, așa cum o dovedește *nișa (notch)* apărută la baza sa. Platforma înclinată de la baza falezei, numită *platformă de abraziune*, a căpătat deja o oarecare lățime. Marginea dinspre uscat este acoperită de apă numai în timpul fluxului sau în timp de furtună. La acest stadiu poate lua naștere o plajă de nisip sau de pietriș, dar de scurtă durată, deoarece poate să dispară în timpul unei singure furtuni, deși s-a format cu încetul timp de mai multe luni. La limita dinspre larg a platformei de abraziune se produce o acumulare de material, denumită *plajă submersă* sau *terasă prelitorală (shore face terrace)*, formată din nisip și fragmente mai mari de detritus provenite din rocile erodate de valuri.

Rîuri care odinioară se vărsau în mare prin albii ale căror guri se aflau la nivelul mării, se scurtează cu timpul, rămînînd sub forma unor *văi suspendate (hanging valleys)* (fig. 30.11), întrucît nu-și pot adînci albiile în pas cu rapida erodare a falezei. Dacă roca falezei este friabilă au loc și fenomene de alunecare sau desprinderi de blocuri masive din faleză (fig. 30.12).

Figura 30.9, *C* reprezintă acea etapă din ciclul de formare a falezelor marine care se poate considera ca stadiu de maturitate. Platforma de abraziune s-a lățit atît de mult, încît toată, sau aproape toată energia valurilor se consumă prin frecare în timpul deplasării apei pe această platformă și prin transportul nisipului pe plajă. Ca urmare,

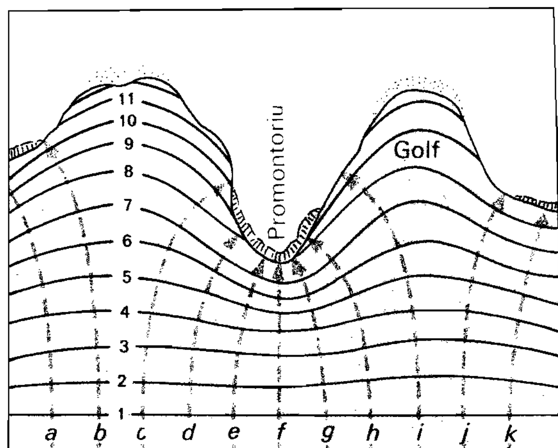


Fig. 30.7 Fenomenul de refractare a valurilor în dreptul unui țărm cu golfuri duce la concentrarea energiei valurilor asupra promontoriilor.

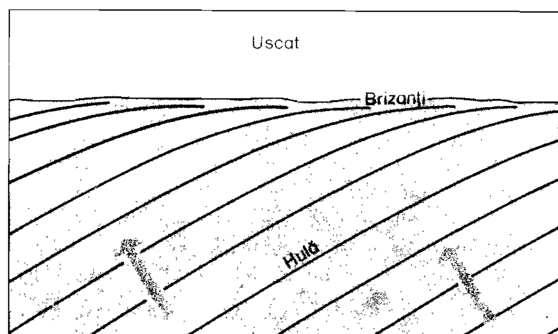
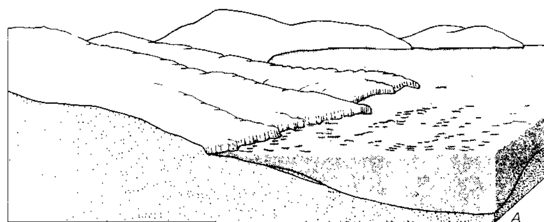
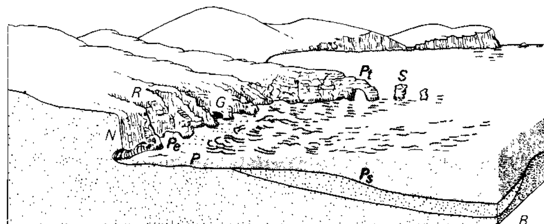


Fig. 30.8 Pe un țărm în linie dreaptă refractarea valurilor tinde să curbeze frontul acestora către plajă.





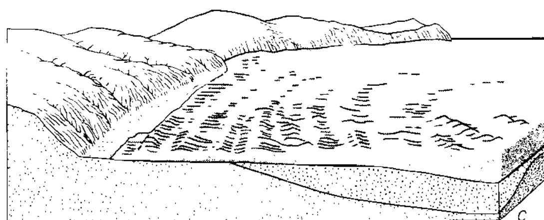


Fig. 30.9 Evoluția falezelor marine (după E. Raisz). *A*, Prin deferlarea valurilor se formează mai întîi o mică faleză. *B*. Cu timpul apar nișe de abraziune, portaluri, stîlpi și ravene; se mai evidențiază o platformă de abraziune și o plaje (*Pt*, Portal; *S*, Stîlp; *G*, Grotă; *N*, Nișă sau firidă; *P*, Platformă de abraziune; *Ps*, Plajă submersă; *Pe*, Plajă emersă; *R*, Ravene). *C*. Cînd este atinsă faza de echilibru sîntem în prezența unei largi platforme de abraziune; faleza nu mai este subminată activ.

acțiunea valurilor asupra bazei falezei s-a redus considerabil. Prin meteorizație și prin acțiunea ploii, peretele falezei își reduce unghiul pantei. Neregularități ca grotele marine și firidele dispar. Plaja este acum lată, iar roca din substrat nu apare la suprafață decît pe alocuri.

Țărmul cu faleze exercită o influență geografică care se manifestă în mai multe moduri. Falezele înalte pot face zona de coastă inaccesibilă. Dacă țărmul prezintă văi suspendate, există puține puncte de acces de-a lungul acestor țărmuri care tind să devină relativ drepte; singurele porturi naturale se află la gurile rîurilor care au reușit să se adîncească pînă la nivelul mării (fig. 30.10, 30.11). Condiții de acest fel întîlnim adeseori pe coasta normandă a Franței.

Țărmurile cu faleze marine nu prezintă interes prea mare sub aspectul valorificării plajei în timpul sezonului estival, din cauza inaccesibilității lor și a faptului că însăși plaja este adesea îngustă și pietroasă. În timpul fluxului platforma de abraziune este uneori inundată pînă la baza falezei.

Cordoane și săgeți litorale

Acolo unde abraziunea continuă a unei faleze marine furnizează cantități importante de nisip, sau acolo unde nisipul este adus în cantități mari din zona de deltă a unui fluviu, deriva litorală îl transportă de la locul de origine către zone mai adăpostite, unde valurile exercită o acțiune mai slabă. În cazul unui țărm drept ce prezintă un golf adînc (fig. 30.13), deriva litorală, contribuie direct sau indirect la extinderea plajei în largul golfului, formînd o *săgeată*



Fig. 30.10 Faleză calcaroasă pe coasta Normandiei, de-a lungul Canalului Mînecii. Se pot observa stîlpi, portaluri și grote marine.

litorală (sand spit). Aceste forme de acumulare marină sînt de obicei arcuite spre uscat la extremitățile lor, în care caz poartă numele de *săgeți litorale recurbate (recurved spits)*. Pînă la urmă, aceste limbi de nisip, dezvoltate de o parte și de alta a unui golf, se unesc, formînd o *bară* continuă sau un *cordon litoral*, cunoscut și sub numele de *perisip (bay mouth bar)*, ce separă golful de mare (fig. 30.14). Atunci cînd curentul litoral vine dinspre o insulă poate lua naștere un *tombolo* — o bară de nisip care unește insula cu uscatul (fig. 30.15). Cînd există două direcții de deplasare a nisipului și are loc creșterea in același timp a două săgeți oblice, ia naștere o bară sau un *cordon litoral în vîrf de lance (cuspate bar)* (fig. 30.16). Dacă depunerea nisipului continuă, construind noi porțiuni de plaje, se formează un mare *promontoriu lobat (cuspate foreland)* (fig. 30.17).

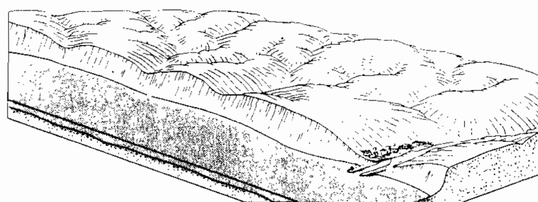


Fig. 30.11 Cînd un țărm cu faleză se retrage rapid în urma abraziunii, văile rămîn suspendate. Rîul din dreapta, cu albia mai adîncită, și-a putut păstra confluența la nivelul mării, unde a luat naștere un mic port (după W. M. Davis).

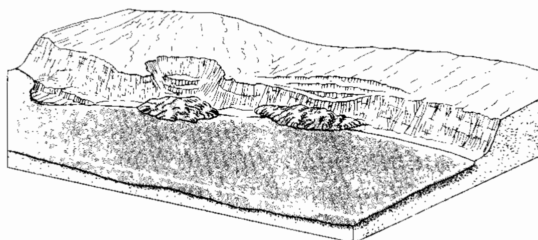


Fig. 30.12 Alunecările de teren produse pe țărm în depozitele sedimentare friabile sînt rezultatul acțiunii de subminare a falezei de către valuri (după W. M. Davis).

Depozitele rezultate din acțiunea curenților de maree (curenți tidali)

Curenții periodici care iau naștere în timpul fenomenului mareei au fost descriși in capitolul 6 (fig. 6.16). Aceste depla-

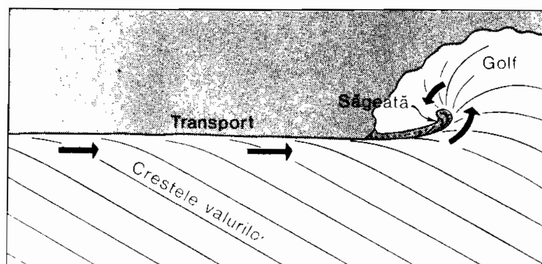


Fig. 30.13 Sub acțiunea derivei litorale, în regiunea adăpostită a golfurilor iau naștere săgeți de nisip (din A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

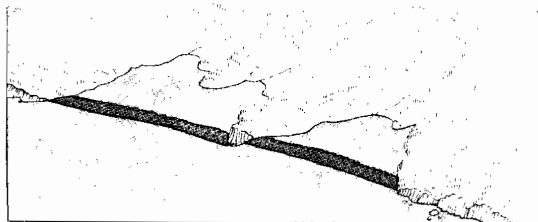


Fig. 30.14 Cordoane litorale fixate închid complet două golfuri, simplificînd linia țărmului (după W. M. Davis).

sări pe orizontală ale apelor mării au efecte multiple asupra țărmurilor. În primul rînd, curenții care intră și ies din golfuri prin acele deschideri strîmte numite „portițe" au viteze foarte mari; ei exercită o puternică acțiune de eroziune de-a lungul „portițelor" reușind să le mențină deschise, în ciuda curentului litoral care tinde să le închidă. În al doilea rînd, curenții de maree poartă în suspensie cantități masive de mîl și argile, provenite din eroziunea falezelor, din apele rîurilor ce se varsă în golfuri sau din mîlul de fund perturbat prin acțiunea valurilor. Particulele coloidale se aglomerează în mici agregate (printr-un proces de *floculație*) în momentul amestecării apei dulci cu apa sărată, după care se depun pe fundul golfurilor și estuarelor, provocînd prin acumularea lor treptată colmatarea acestor golfuri. Ele conțin în mod obișnuit mari cantități de materie organică.

Cu timpul, depunerile generate de curenții de maree umplu golfurile, formînd o *cîmpie tidală mlăștinoasă (mud flat)*, care în timpul refluxului apare ca o întindere nudă de argilă și mîl, fiind reinundată în timpul fluxului. În această zonă pot crește plante adaptate la sărătură (de pildă, *Spartina*). Existența tulpinilor de plante înlesnește depunerea sedimentelor, prin acumularea acestora putînd lua naștere un teren care să se ridice aproximativ pînă la nivelul mareei înalte, o cîmpie litorală mlăștinoasă sărată *(saltmarsh)* (fig. 30.18). Curenții de maree vor continua să străbată această zonă, folosind o rețea complexă de *canale* sinuoase, prin care apa se deplasează alternativ — spre uscat și spre mare (fig. 30.19).

Aceste cîmpii litorale sărate — *marșe* — prezintă un anumit interes geografic, prin faptul că pot fi drenate și utilizate pentru agricultură. În acest scop ele sînt mai întîi izolate de mare prin lucrări de îndiguire, care să îngăduie scurgerea apei dulci spre mare în timpul refluxului prin niște porți anume create, dar să și împiedice în același timp pătrunderea apei sărate în timpul fluxului. Treptat, apa sărată de mare este eliminată, iar apa din terenul îndiguit devine dulce. Asemenea terenuri îndiguite se întîlnesc frecvent în Olanda *(poldere)* sau în sud-estul Angliei *(fenlands)*. După mai multe decenii, suprafața acestor cîmpii mlăștinoase recuperate coboară din cauza compactizării formațiunilor subiacente de turbă, ajungînd sub nivelul mediu al mării. Locuitorii acestor regiuni joase sînt mereu amenințați de revărsarea apelor mării în timpul furtunilor, cînd digurile s-ar putea rupe. Recuperarea cîmpiilor litorale mlăștinoase sărate prin îndiguiri și drenaj a fost practicată și pe vremea colonizării Lumii Noi — în New England și Nova Scotia.

Clasificarea țărmurilor

Deoarece țărmurile prezintă o mare varietate de forme este util să le clasificăm după geneză și mod de evoluție. S-au stabilit cinci clase principale de țărmuri, care cuprind majoritatea tipurilor cunoscute (fig. 30.20):

1. *Țărmuri de submersiune.* Dacă are loc o mișcare de coborîre a uscatului în apropierea țărmului, sau dacă se produce o ridicare generală a Oceanului planetar, noua linie a țărmului va urma aproximativ linia unei foste curbe de nivel a uscatului. Sub acest nivel toată suprafața anterior subaeriană este acum submersă. În acest sens trebuie înțeles termenul de țărm de submersiune.

La rîndul ei, această mare categorie de țărmuri poate fi împărțită în subgrupe, în

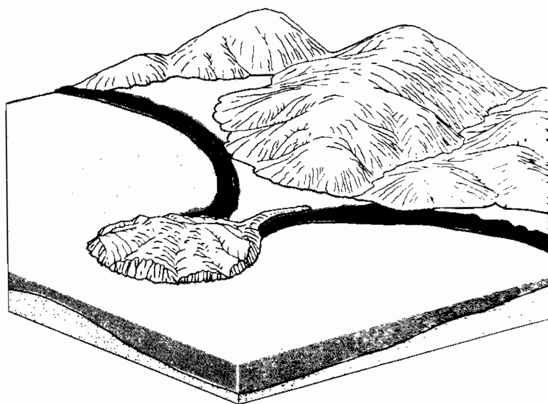


Fig. 30.15 Tombolo dublu ce leagă insula de continent (după W. M. Davis).



Fig. 30.18 Zona litorală mlăștinoasă, sărată *(salt marsh)* la reflux — Green Harbor, regiunea golfului Boston (statul Massachusetts, S.U.A.). În ultimul plan, pe un cordon de nisip mai înalt ce separă această zonă de mare se poate observa o așezare (foto Douglas Johnson).

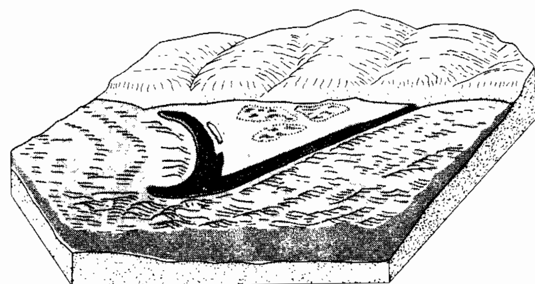


Fig. 30 16 Cordon litoral în vîrf de lance, care a închis o lagună triunghiulară, primește materiale purtate de deriva litorală din ambele părți (după E. Raisz).

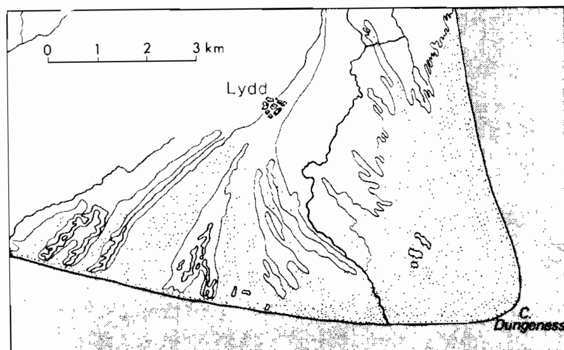


Fig. 30.17 Capul Dungeness, din strîmtoarea Dover (sud-estul Angliei) este un mare promontoriu lobat, cu creste de plajă arcuite.

funcție de morfologia regiunii, înainte ca aceasta să devină submersă. Dacă regiunea prezenta o fragmentare pronunțată într-un sistem de văi și interfluvii, prin scufundare ia naștere o linie de țărm foarte neregulată, crestată — un *țărm ria (ria shoreline)*. Vechile văi formează acum golfuri adînci, iar fostele culmi devin promontorii sau peninsule. Aspectul acestor țărmuri mai depinde și de gradul fragmentării și de înfățișarea reliefului preexistent. Două dintre posibilități — o regiune înaltă (1 *A*) și o regiune cu relief foarte coborît (1 *B*) — sînt înfățișate în figura 30.20.

Unele regiuni litorale au fost puternic erodate de ghețarii de vale, ale căror ulucuri se continuă sub nivelul mării. În urma dispariției ghețarilor s-a format un *țărm cu fiorduri* (fig. 30.20, 1 *C*) (vezi, de asemenea, capitolul 29). Astfel de țărmuri au un aspect caracteristic, datorită pereților abrupți ai fiordurilor, adîncimii mari a apei și a faptului că fiordurile pătrund adînc în interiorul uscatului.

Alte subtipuri de țărmuri de submersiune rezultă din scufundarea regiunilor al căror relief poartă urmele ghețarilor de calotă (fig. 30.20, 1 *D*).

2. *Țărmurile de emersiune.* Țărmurile de emersiune iau naștere prin ridicarea uscatului sau prin coborîrea nivelului general al mării. Linia apei vine acum în contact cu ceea ce odinioară forma panta reliefului submarin. Deasupra noii linii de țărm apare o



Fig. 30.19 O întinsă zonă litorală mlăștinoasă tidală pe coasta răsăriteană a Floridei este străbătută de numeroase canale sinuoase de maree (foto Laurence Lowry).

nouă fîșie litorală emersă. O cauză importantă a mișcărilor eustatice negative o constituie reținerea apei de către întinsele calote glaciare. Este probabil că țărmurile de emersiune au avut o largă răspîndire în timpul înaintării maxime a ghețarilor din pleistocen. Țărmurile din stadiul Wisconsin se prelungeau, de pildă, pînă la 120 m sub nivelul actual al mării, fiind situate cu mult dincolo de țărmurile de astăzi, pe platformele continentale puțin adînci.

Majoritatea zonelor devenite submerse pentru o lungă perioadă de timp la scară geologică au acumulat depozite de argile, mîluri, nisipuri, pietrișuri, provenite din eroziunea uscatului, fiind purtate de curenții oceanici. Aceste platforme continentale au o suprafață relativ netedă și o înclinare domoală spre mare (cap. 23). Cînd o platformă continentală devine emersă se formează o cîmpie litorală, joasă, netedă, cu pantă lină, mărginită de un țărm simplu și uniform — *țărm cu pantă domoală* sau *cîmpie de șelf (coastal plain shoreline)* (fig. 30.20, 2 *A*).

În apropierea unor regiuni de coastă, morfologia reliefului submarin se caracterizează prin versanți abrupți. În aceste regiuni țărmurile de emersiune se deosebesc de țărmurile din zona cîmpiilor de șelf prin faptul că apa prezintă adîncimi mari chiar lîngă țărm, iar fîșia litorală poate fi relativ muntoasă pînă foarte aproape de țărm (fig. 30.20, 2 *B*). În lipsa unui termen propriu acestui subtip, el poate fi definit ca fiind un *țărm de emersiune cu pante puternic înclinate (steeply sloping shoreline of emergence)*. Falezele moarte rămase la diferite nivele deasupra mării indică faptul că emersiunea a avut loc în etape.

3. *Țărmuri neutre*. Dacă țărmul s-a format prin acumularea de depozite ce răzbat deasupra apei el se numește *țărm neutru*. Cuvîntul „neutru" presupune faptul că zona litorală nu este afectată de variații de nivel ale mării și ale uscatului. Se cunosc mai multe tipuri de țărmuri neutre, în funcție de agenții care transportă materialul în apă (fig. 30.20, 3 *A* — 3 *D*). *Un țărm cu conuri de dejecție (alluvial fan shoreline)*, cu contur convex ia naștere prin acțiunea rîurilor (vezi cap. 24). Foarte asemănătoare sînt țărmurile formate din materialele ce aparțin unei cîmpii glaciare în zonele unde partea frontală a masei de gheață se află în apropierea țărmului. *Țărmul deltaic* (3 *B*) este clădit din depozitele transportate de apele curgătoare mari (cap. 26). După erupțiile unor vulcani poate apărea tipul de *țărm vulcanic* (3 *C*), format fie de versantul unui con vulcanic, fie de marginea unei curgeri de lavă. *Țărmul coraligen* ia naștere datorită acumulărilor de schelete aparținînd unor viețuitoare marine în zonele cu ape puțin adînci ale mărilor tropicale.

4. *Țărmuri faliate*. Un tip neobișnuit de țărm ia naștere în urma apariției în zona de coastă a unei falii, de-a lungul căreia porțiunea dinspre mare se coboară, iar porțiunea dinspre uscat se înalță. Dacă compartimentul scufundat ajunge sub nivelul mării, linia țărmului va urmări suprafața abruptă a planului de falie, constituind un *țărm faliat* (fig. 30.20, 4). Același rezultat s-ar obține dacă un bloc al scoarței, limitat de planuri de falie, s-ar înălța deasupra nivelului mării.

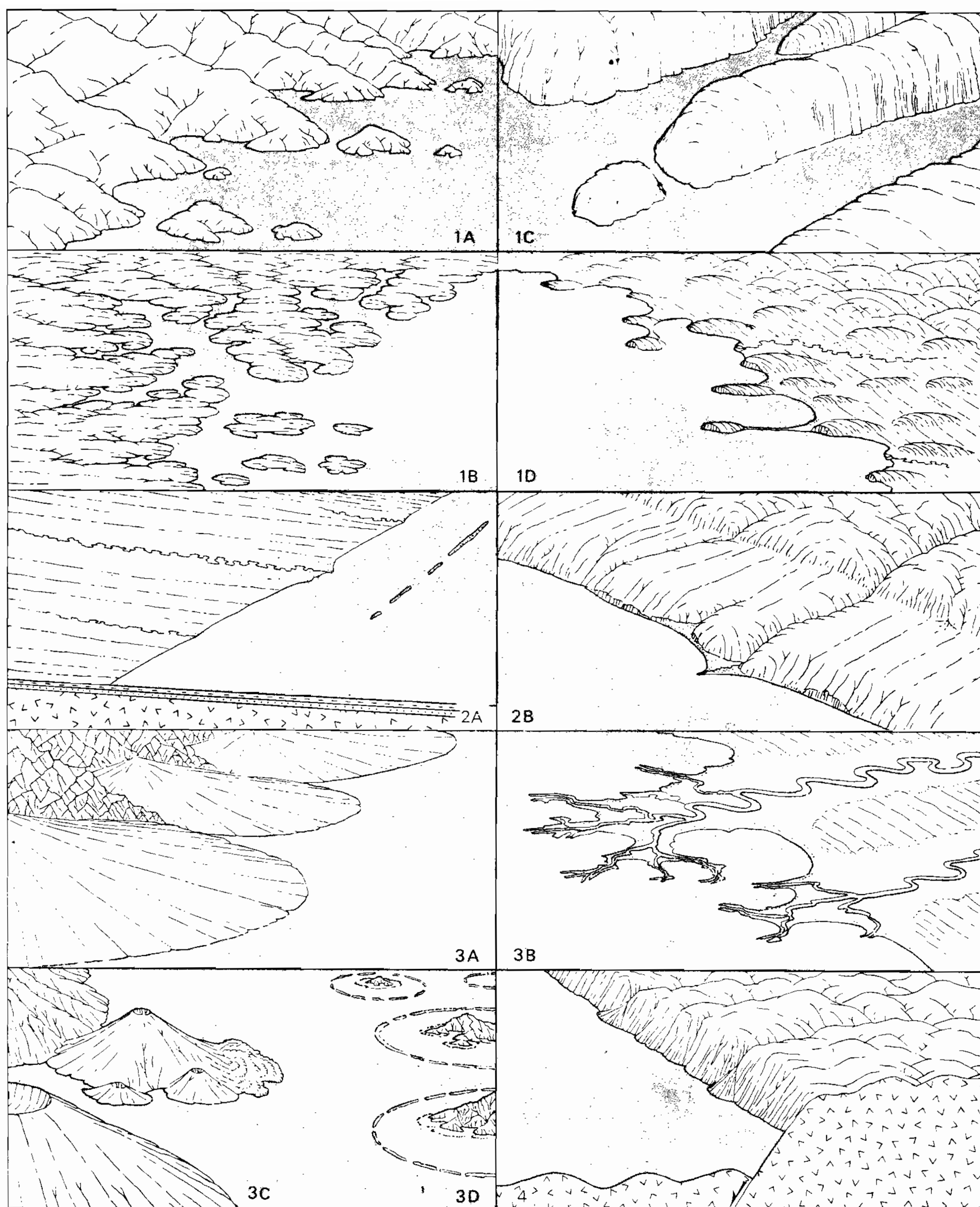


Fig. 30.20 Clasificarea țărmurilor.
Țărmuri de submersiune: **1** *A*, **Țărm înalt submers; 1** *B*, **Țărm jos submers; 1** *C*. **Țărm cu fiorduri; 1** *D*, **Țărm cu depozite glaciare submerse (cu drumlinuri),** *Țărmuri de emersiune*: **2** *A*, **Țărm cu pantă domoală; 2** *B*, **Țărm cu pantă puternic înclinată.** *Țărmuri neutre:* **3** *A*, **Țărm cu conuri de dejecție; 3** *B*, **Țărm deltaic; 3** *C*. **Țărm vulcanic. 4,** *Țărmuri faliate.*

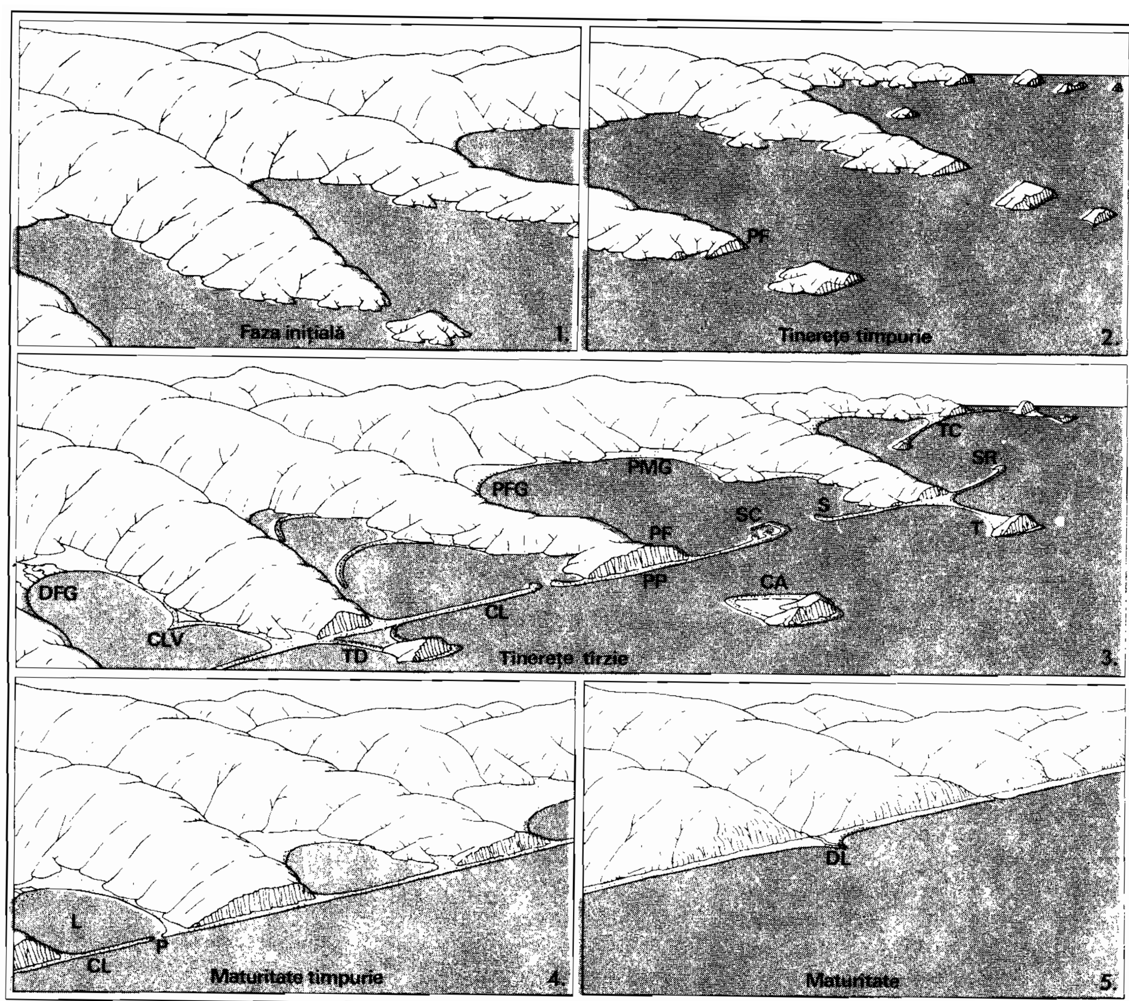


Fig. 30.21 Dezvoltarea țărmurilor de submersiune.
T, **Tombolo;** *S*, **Săgeată;** *SR*, **Săgeată recurbată;** *SC*, **Săgeată complexă;** *TC*, **Tombolo complex;** *CA*, **Cordon arcuit;** *PF*, **Promontoriu cu faleză;** *TD*, **Tombolo dublu;** *PP* = **Plajă de promontoriu;** *CL*, **Cordon litoral fixat;** *CLV*, **Cordon litoral în vîrf de lance;** *PFG*, **Plajă de fund de golf;** *PMG*, **Plajă de margine de golf;** *DFG*, **Deltă de fund de golf;** *L*, **Lagună;** *P*, **Portiță;** *DL*, **Deltă în vîrf de lance.**

5. *Țărmuri mixte* sînt cele care îmbină formele a două dintre categoriile menționate pînă acum — de exemplu, submersiune urmată de emersiune sau invers.

Evoluția unui țărm de submersiune

Un țărm de submersiune de tip ria trece prin mai multe stadii de evoluție (fig. 30.21). În faza inițială, linia țărmului foarte recent modificată prin submersiune este adînc crestată de golfuri adînci, peninsule sau promontorii prelungi. În largul țărmului se află numeroase insule.

În faza de tinerețe timpurie valurile atacă viguros promontoriile și laturile dinspre mare ale insulelor. Datorită fenomenului de refractare a valurilor, aceste zone de țărm sînt supuse unei abraziuni de intensitate maximă. Falezele tăiate de valuri prezintă grote, stîlpi și portaluri. Peninsulele retezate poartă numele de *promontorii cu faleze (cliffed headland)*. La baza falezelor se formează platforme de abraziune, iar plajele sînt înguste sau lipsesc.

În faza de tinerețe tîrzie, falezele prezintă înălțimi mai mari, fiind tăiate pe o adîncime considerabilă. Unele insule mai mici au dispărut sub acțiunea valurilor, iar cele mai mari și-au redus mult suprafața. În acest

stadiu încep să apară numeroase forme de acumulare construite din nisip și pietriș sub influența derivei de plajă și de coastă; ele reprezintă forme de relief secvențiale, deoarece au fost construite cu materialul provenit în urma abraziunii falezelor.

În fața promontoriilor cu faleze se află *plajele de promontoriu (headland beaches)*, de unde materialul detritic este purtat în derivă spre gurile golfurilor, formînd săgeți, de obicei curbate spre uscat. Prin creșterea acestora, iau naștere *săgețile recurbate compuse (compound recurved spits)*. Dacă valurile formate în apa golfului deferlează pe partea dinspre uscat a săgeții deriva de coastă poate construi o săgeată secundară, formîndu-se astfel o *săgeată complexă*. Unele săgeți mari (de pildă Sandy Hook) prezintă caractere atît de săgeți compuse, cît și de săgeți complexe.

Pe măsură ce dezvoltarea țărmului continuă, săgețile se unesc formînd cordoane litorale, care izolează golfurile; în cadrul acestora apar numeroase tipuri. Tombolourile leagă insulele de uscat, putînd fi folosite pentru amplasamente de șosele și căi ferate. Între insulă și uscat există condiții pentru construirea unui port pentru nave cu tonaj redus. Uneori apare și un dublu tombolo, formă de acumulare ce izolează o lagună cu ape liniștite, situată între o insulă și uscat (fig. 30.15). Pe latura dinspre uscat a insulei se poate dezvolta un *cordon arcuit (în buclă) (looped bar)* prin acțiunea curentului de derivă din jurul laturii adăpostite de vînt a insulei, cu ajutorul materialului adus din sectorul cu faleză al laturii dinspre mare.

Pe laturile și fundul golfurilor se formează *plaje de margine* și de *fund de golf (bayside beaches, bayhead beaches)*, prin deriva nisipului de-a lungul țărmului din zona de promontoriu. Nisipul tinde să se acumuleze în fundul golfurilor, unde acțiunea valurilor este minimă. Dacă golfurile sînt lungi și înguste, de-a curmezișul lor se formează cordoane succesive. Cînd sînt plasate în porțiunea mediană a golfului, acestea se numesc *cordoane mediane (midbay bars)*, iar dacă se află către fundul golfului — *cordoane de fund de golf (bayhead bars)*. Partea concavă a curburii acestor cordoane se află îndreptată către mare, unindu-se lin cu plajele de margine. Pe latura golfului sau pe un țărm exterior se poate forma un *cordon litoral în vîrf de lance (cuspate bar)* (fig. 30.16). Pe fundul golfurilor pot lua naștere și delte, care contribuie la procesul de colmatare a acestora.

Cînd stadiul de tinerețe se apropie de sfîrșit, insulele exterioare sînt complet erodate, iar promontoriile cu faleze formează o linie aproape dreaptă. Dezvoltarea perisipurilor continuă pînă ce golfurile sînt aproape izolate.

O dată cu realizarea unui țărm simplu, neted, se ajunge în stadiul de maturitate timpurie. Sînt prezente acum promontorii cu faleză și cordoane litorale fixate. Ceea ce trebuie reținut ca element de cea mai mare importanță este acela că, în stadiile descrise anterior, am avut de-a face cu înlocuirea treptată a unei linii de țărm foarte neregulate printr-o linie aproximativ dreaptă. Golfurile tind să fie colmatate cu materiale deltaice aduse de fluvii și cu mîl depus de curenții de maree, aceștia din urmă creînd și perisipuri, cu materialul erodat din zona portițelor. Unele golfuri mici sînt complet lipsite de asemenea deschideri, dar nisipul fiind suficient de permeabil permite drenarea apei în mare. În final, golfurile sînt transformate în cîmpii tidale mlăștinoase.

În faza de maturitate timpurie linia țărmului continuă să se retragă în direcția uscatului. Continuă de asemenea tăierea falezelor, iar perisipurile se retrag și ele, pentru a menține o linie dreaptă. Pînă la urmă se ajunge într-o poziție în care linia țărmului coincide cu linia inițială a fundurilor de golf. Dispar perisipurile și toate celelalte forme de acumulare cu excepția plajelor exterioare, iar faleza săpată în rocă se întinde de-a lungul întregului țărm, aflat acum în stadiul de maturitate propriu-zisă (fig. 30.21). Nu mai au loc alte evenimente majore, afară de continua retragere spre uscat a țărmului. Chiar și acest proces devine cu timpul foarte lent pe măsură ce relieful ridicat al uscatului duce la înălțarea falezei și furnizează țărmului cantități mai mari de detritus.

Aspecte geografice ale țărmurilor de submersiune

Țărmurile — și mai ales țărmurile de submersiune — exercită o influență deosebită asupra activității omenești. Țărmurile tinere, adînc crestate, oferă excelente condiții pentru dezvoltarea porturilor naturale. Această situație este ilustrată pe coastele Peninsulei scandinave, Franței și ale Insulelor Brita-

nice. Ca atare, popoarele acestor regiuni au bogate tradiții de pescari, constructori de nave, în comerțul maritim și ca navigatori în general. Relieful muntos al țărmurilor ria și cu fiorduri face agricultura grea sau imposibilă, obligînd oamenii să-și cîștige existența pe mare. Totuși, existența unor păduri întinse și potențialul hidroenergetic important au stimulat exploatarea și prelucrarea lemnului. Coasta atlantică a S.U.A. și Canadei are țărmuri tinere de submersiune, cu numeroase locuri favorabile construcțiilor portuare. Influența istorică a acestui mediu s-a exercitat, ca și în cazul Insulelor Britanice și al țărilor scandinave, în sensul încurajării pescuitului, comerțului maritim și construcțiilor de nave.

Țărmurile de submersiune ajunse în faza de maturitate au puține porturi naturale și numeroase faleze abrupte. Această dezvoltare este ilustrată de anumite sectoare de pe coasta franceză a Canalului Mînecii (fig. 30.10).

Evoluția țărmurilor joase cu insule-barieră

În contrast cu țărmurile de tip ria și cu cele cu fiorduri, avînd contururi crestate și un relief pronunțat, sînt țărmurile joase, care coboară domol, sub nivelul mării. Cîmpia litorală de pe coastele americane ale Atlanticului și ale Golfului Mexic prezintă un reușit exemplu în acest sens. Așa cum se explică în capitolul 32, această cîmpie litorală s-a format prin acumularea de sedimente relativ tinere sub nivelul mării, pe platforma continentală. Mișcările epirogenetice pozitive ale scoarței au înălțat această cîmpie litorală în ultima parte a neozoicului și chiar mai recent. Sînt evidente, în acest caz, trăsăturile reliefului submarin de odinioară, astăzi emers: abrupturi și platforme tăiate de valuri, ample plaje de nisip, depuneri lagunare de origine mareică — toate aflate acum la mulți kilometri în interiorul uscatului și la înălțimi de zeci de metri.

Aceste indicii ne duc la concluzia că țărmul cîmpiei litorale atlantice a S.U.A. este un țărm de emersiune, dar la un examen mai atent vom constata că în regiunea cursului inferior al rîurilor ce străbat această zonă există mărturii și în favoarea ridicării nivelului mării — cîmpii tidale mlăștinoase și canale tidale ce pătrund adînc spre uscat. Apare evident faptul că ultimul eveniment produs a fost o mișcare eustatică pozitivă, provocată de topirea calotei glaciare din stadiul Wisconsin — eveniment ce a venit să adauge trăsături caracteristice unui țărm de submersiune.

O dată cu creșterea nivelului Oceanului planetar din postglaciar, de-a lungul unei mari porțiuni a țărmului dinspre Oceanul Atlantic și Golful Mexicului, s-au dezvoltat *cordoane litorale* cu aspect de *insule-barieră (barrier islands)*, creste scunde de nisip construite de valuri și ulterior înălțate prin dezvoltarea dunelor, nisipul fiind adus aici de pe plaje sub acțiunea vîntului. În spatele acestor cordoane litorale s-au format lagune — vaste întinderi de apă puțin adîncă, cu lățimi de cîțiva kilometri și pe alocuri colmatate cu depuneri mareice. Aspectul coastei atlantice a statului Virginia, la nord de capul Charles, ilustrează acest tip de țărm.

Modul în care s-au născut cordoanele litorale de-a lungul țărmurilor slab înclinate, după ultima glaciațiune, este înfățișat în figura 30.22, care prezintă coasta texană a Golfului Mexic. În perioada în care glaciațiunea atinsese dezvoltarea maximă pe continente, nivelul Oceanului planetar se afla cu aproximativ 120 m sub nivelul actual. În acea vreme țărmurile se întindeau mult mai departe spre mare decît acum, lăsînd expuse întinse cîmpii cu pantă domoală — aspect care așa cum am arătat mai sus — este caracteristic unui țărm de emersiune. Apele curgătoare străbăteau cîmpia litorală, în care își săpau văi adînci. În urmă cu 10 000—12 000 de ani, cînd ghețarii au început să se topească repede, nivelul Oceanului planetar a început să crească, linia țărmului înaintînd spre uscat.

În primul plan al blocdiagramei din figura 30.22 sînt înfățișate condițiile existente acum circa 5 000 ani. Din nisipul de plajă adus de pe fundul puțin adînc al mării și sub acțiunea derivei de coastă s-a format un cordon litoral scund. Pe măsură ce nivelul mării creștea, valurile continuau să adauge material pe creasta acestei bare, înălțînd-o astfel în pas cu ridicarea nivelului apei. În mod corespunzător laguna se lărgea, iar linia țărmului interior înainta pe suprafața ușor înclinată a uscatului. Astăzi, așa cum se vede din secțiunea aflată în planul al doilea al blocdiagramei, cordonul litoral prezintă o structură complexă, formată din cîteva creste construite de valuri și din dune care au lățit-o pe partea dinspre uscat. Laguna este parțial colmatată cu mîl mareic.

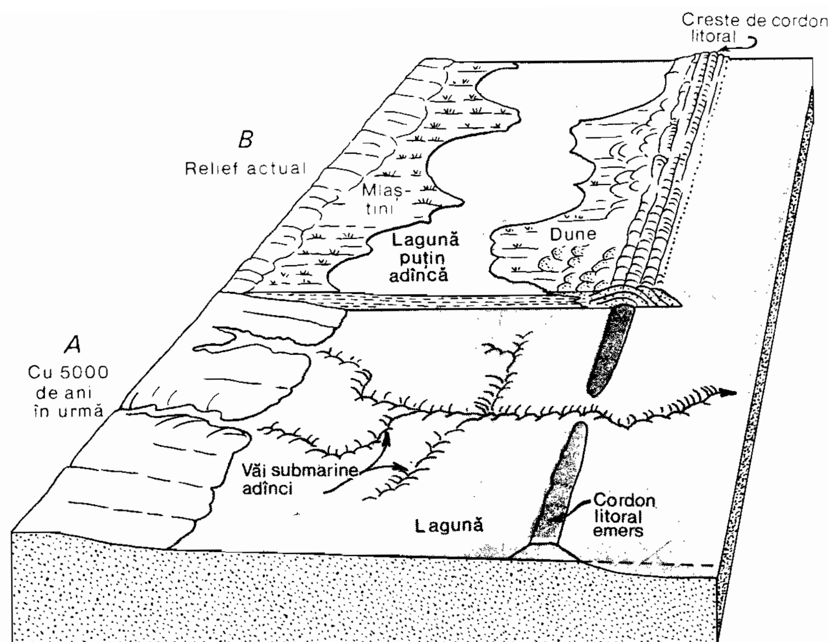


Fig. 30.22 Construirea unei insule-barieră în timpul ridicării postglaciare a nivelului mării este o componentă esențială a evoluției coastei texane a Golfului Mexic (după H. N. Fisk, citat de A. N. Strahler, « The Earth Sciences », Harper and Row, New York, 1963).

Alte exemple de coaste cu astfel de cordoane litorale emerse găsim în zonele unde s-au format cîmpii fluvioglaciare, cu o pantă slab înclinată. Mișcarea eustatică pozitivă din postglaciar a făcut ca aceste cîmpii să fie acoperite de apă, formîndu-se în același timp un cordon litoral în spatele căruia s-a instalat o lagună. Un exemplu edificator în acest sens îl oferă Long Island (statul New York), pe țărmul său sudic, de-a lungul căruia insula Fire separă golful Great South — o lagună lată de peste 8 km — de Oceanul Atlantic.

Canale de maree și delte de maree

O trăsătură caracteristică a celor mai multe țărmuri cu insule-barieră — ca și a multor cordoane litorale, în general. — este prezența unor deschideri — *portițe* sau *canale de maree*, prin care curenți puternici circulă atît spre mare, cît și spre uscat, în timpul fluxului și refluxului, construind delte de maree. Dispunerea acestor canale în cadrul țărmului cu insule-barieră depinde, în parte, de intensitatea medie a mareelor pe coasta respectivă, ele fiind situate la distanțe mai mici în condiții de intensitate sporită. În timpul furtunilor puternice pot apărea prin spargerea cordonului noi asemenea deschideri (fig. 30.23). Curenții de maree vor tinde să mențină aceste noi portițe, deși datorită acțiunii derivei litorale ele pot fi blocate. Între cele două activități opuse există un fel de echilibru, astfel încît portițele nu sînt nici în număr prea mare, nici în număr prea mic.

Aspecte geografice ale țărmurilor joase cu insule-barieră

Adîncimea mică a apei nu favorizează formarea unor porturi naturale în regiunea unor astfel de țărmuri. Lagunele pot servi ele însele drept port, dacă sînt eficient dragate. Navele intră și ies printr-una din portițele existente în cadrul barierei cordonului, dar este necesară construcția unor diguri artificiale, care să stăvilească curenții și să mențină canalele suficient de adînci. Adesea, principalele porturi sînt amplasate acolo unde un mare rîu se varsă într-o lagună. Pătrunderea apei de mare pe cursul inferior al acestor rîuri creează canale de maree care pot fi dragate, permițînd intrarea unor nave mari și, implicit, transformarea în porturi a unor orașe situate la mulți kilometri în interior.

Un excelent exemplu de țărm cu astfel de cordoane litorale și lagune poate fi găsit pe



Fig. 30.23 Portița East Moriches a fost tăiată în insula-barieră Fire — situată la sud de Long Island — în timpul unei furtuni puternice care a avut loc în martie 1931. Imaginea, luată din avion la cîteva zile după străpungere, prezintă delta mareică submarină construită de curenți în lagună *(dreapta)*. Întreaga regiune are aproximativ 1,6 km lungime. Nordul se află în partea dreaptă a imaginii, iar Oceanul Atlantic este în stînga (foto *U.S. Army Air Forces*).

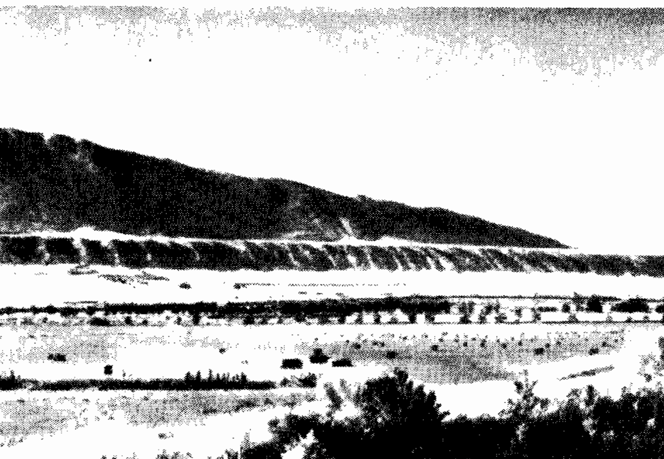


Fig. 30.24 Treapta orizontală de la baza muntelui este o banchetă litorală cu depozite de pietriș ce evidențiază extensiunea maximă a vechiului lac Bonneville, care a ocupat bazinul Marelui Lac Sărat în perioada glaciară, (foto Hal Rumel).

coasta texană a Golfului Mexic. Aici bara litorală se întinde neîntrerupt pe o distanță de 160 km, iar trecerile sînt puține. Laguna este lată de 8—16 km, ceea ce dovedește că panta inițială a fundului mării era foarte mică. Portul Galveston este construit pe un asemenea cordon litoral (o insulă) în apropierea unei portițe care face legătura între golful Galveston și mare. Majoritatea celorlalte porturi texane sînt totuși amplasate pe țărmul continental. Submersiunea a format un țărm interior crestat, cu estuare la gurile fluviilor principale. Corpus Christi, Rockport, Texas City, Lavaca și alte porturi se află în dreptul unui asemenea tip de țărm crestat (fig. 32.10).

Și coasta atlantică a statelor New Jersey, Delaware, Maryland, Virginia și North Carolina, poate oferi un bun exemplu de țărm cu cordoane litorale (fig. 32.5). Aproape întregul țărm de la Sandy Hook pînă la capul Lookout este flancat de un cordon litoral. Submersiunea postglaciară deosebit de extinsă a prilejuit apariția golfurilor Chesapeake și Delaware. La capetele acestor estuare mareice sînt așezate marile orașe-porturi: Baltimore, Wilmington și Philadelphia. De-a lungul coastei statului New Jersey, totuși vechiul țărm interior al lagunei este remarcabil de drept, prezentînd urme ale acțiunii anterioare a valurilor. Astăzi laguna este în mare parte colmatată și formează o cîmpie netedă cu canale de maree sinuoase. Zona de cordon litoral oferă poziții splendide și a fost din plin folosită pentru amplasarea unor orașe cum sînt Atlantic City și Asbury Park.

Țărmuri înălțate

În orice moment al evoluției sale un țărm se poate înălța deasupra nivelului mării, atașîndu-se uscatului. În același timp un nou țărm, care este adevăratul țărm de emersiune, ia naștere la noua poziție. *Țărmul înălțat (elevated shoreline)* nu este un țărm de emersiune; de fapt, el nu este un țărm în sensul propriu al cuvîntului, întrucît nu mai este supus acțiunii valurilor și curenților. După ridicare, acest țărm este supus acțiunii agenților subaerieni, deplasărilor în masă și acțiunii apelor curgătoare, ajungînd în cele din urmă să fie complet erodat.

Țărmurile înălțate apar fie datorită ridicării scoarței în zona ocupată de fîșiile litorale (de exemplu, pe coasta Californiei, afectată de falii și de cutremure), fie prin coborîrea nivelului mării sau al lacurilor.

Fig. 30.25 Impresionantă succesiune de vechi linii de țărm pe coasta golfului Hudson (Canada), dovedind ridicarea postglaciară aproape continuă a scoarței terestre după îndepărtarea încărcăturii de gheață (foto *Canadian Government, Department of Energy, Mines and Resources*).

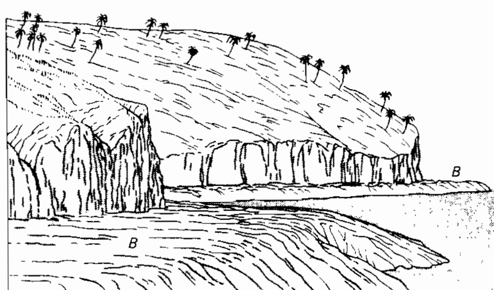


Fig. 30.26 Terasă de abraziune *(B)* pe țărmul Insulei Tutuila (arhipelagul Samoa), situată la aproximativ 3 m deasupra nivelului mediu al mării; indică o scădere recentă a nivelului mării sau o înălțare recentă a insulei (după W. M. Davis).

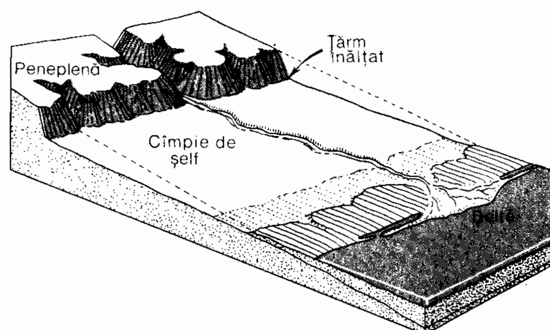


Fig. 30.27 Cîmpie de șelf, lungă de 1600 km și lată de 65 km, ce indică un proces de emersiune pe coasta estică a Indiei peninsulare. Țărmul actual este un țărm tînăr de emersiune; cel anterior, de tipul unui țărm înălțat, apare ca un front muntos abrupt, deasupra cîmpiei (după W. M. Davis și S. W. Cushing).

Lacul Bonneville, strămoşul actualului Salt Lake din statul Utah (S.U.A.), a atins nivelul maxim în pleistocen, cînd precipitaţiile erau mai intense, iar evaporarea mai redusă decît acum. Exemple excelente de ţărmuri înălţate se găsesc la baza versanţilor lanţurilor muntoase din regiunea Salt Lake (fig. 30.24). Pe baza studierii acestor vechi banchete litorale şi a plajelor, săgeţilor şi barelor asociate lor, s-a putut reconstitui istoria vechiului lac, trăgîndu-se unele concluzii şi asupra evoluţiei paleoclimatice a regiunii.

Dacă nivelul lacului scade continuu sau regiunile litorale se ridică mereu, ţărmurile înălţate devin *vechi linii de ţărm (strand lines)*, cu o dispunere asemănătoare curbelor de nivel (fig. 30.25).

Atunci cînd platformele tăiate de valuri şi înălţate se află doar la cîţiva metri deasupra nivelului mediu al mării, aşa cum se întîmplă pe multe insule din Pacific (fig. 30.26) este greu de apreciat dacă a avut loc o ridicare a uscatului sau o coborîre a mării, întrucît în ambele cazuri rezultatul este acelaşi.

Emersiunea extremă a unei regiuni de coastă poate alătura uscatului o zonă lată a vechiului fund de mare (fig. 30.27). Acest uscat nou este o cîmpie litorală sau de şelf (cap. 32), acoperită cu mîluri şi nisipuri recente. Noul ţărm este un ţărm de emersiune — o cîmpie litorală tipică.

Fig. 30.28 Recifi-litorali pe coasta sudică a insulei Djawa, formînd o treaptă lată între zona de deferlare *(stînga)* şi o plajă de nisip coraligen alb. Vegetaţia din interior este o pădure de climă umedă (foto *Luchtvaart-Afdeeline*, Bandung).



Ţărmuri coraligene

Ţărmurile coraligene — o varietate de ţărmuri neutre — se caracterizează prin faptul că extinderea lor se datorește prezenţei unor organisme cu schelete calcaroase, *coralii*, şi *algelelor*, plante care de asemenea creează concreţiuni calcaroase. Coralii trăiesc în colonii compuse din numeroşi indivizi. Pe măsură ce unii mor, peste scheletele lor se formează alte colonii, şi astfel ia naştere un calcar coraligen puternic cimentat, alcătuit din acumularea acestor schelete. Fragmentele rupte şi pulverizate prin acţiunea valurilor contribuie la formarea plăjilor, săgeţilor şi barelor; ulterior fragmentele sînt cimentate în calcare.

Ţărmurile cu recifi apar în apele calde tropicale şi ecuatoriale, între 30° latitudine nordică şi 25° latitudine sudică. Pentru dezvoltarea coloniilor de corali sînt necesare temperaturi ale apei de peste 20°C. Aceste organisme trăiesc aproape de suprafaţa apei, pînă la adîncimi de circa 60 m. Apa nu trebuie să conţină material detritic în suspensie şi trebuie să fie bine aerată pentru a permite creşterea lor viguroasă; ca atare, coralii prosperă în zonele expuse valurilor ce vin din larg. Întrucît apa mîloasă le împiedică dezvoltarea, nu vom găsi recifi în regiunile de vărsare ale fluviilor ce transportă mari cantităţi de mîluri. Recifii coraligeni au un aspect plat la partea superioară (fig. 30.28), atingînd un nivel aproximativ egal cu treimea superioară a înălţimii mareei. În felul acesta ei formează o suprafaţă emersă în timpul refluxului, fiind acoperiţi de ape în timpul fluxului.

Există trei tipuri generale de recifi coraligeni: *recifi-franj* sau *litorali*, *recifi-barieră* şi *atoli*. *Recifii-franj* sau *litorali (fringing reefs)* (fig. 30.29) cresc direct pe platforma continentală; ei ating lăţimea maximă în faţa promontoriilor, unde acţiunea valurilor este foarte intensă, apa curată şi bine aerisită, precum şi rezerve mari de hrană. Aceşti recifi sînt, de obicei, absenţi, în regiunile de vărsare a fluviilor, unde apa este mîloasă. Recifii-litorali pot atinge 0,4 pînă la 2,5 km lăţime, în funcţie de perioada de dezvoltare precedentă.

Recifii-barieră (barrier reefs) sînt separaţi în ţărmul propriu-zis printr-o lagună lată de 2,5 pînă la 16 km sau mai mult

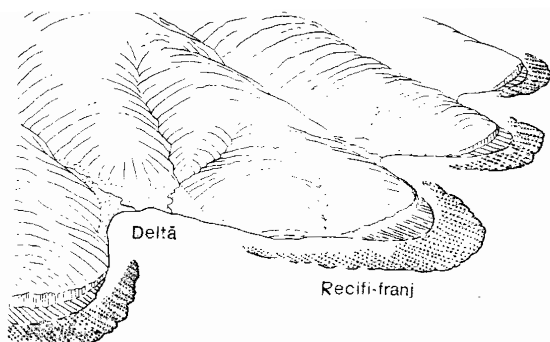


Fig. 30.29 Recifii-franj (litorali) ating dimensiuni maxime în fața promontoriilor, putînd lipsi complet lîngă gurile de vărsare ale apelor curgătoare (după W. M. Davis).

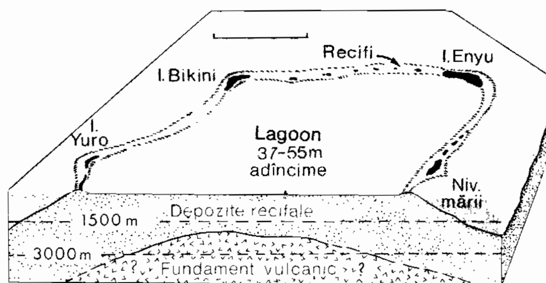


Fig. 30.31 Atolul Bikini din Oceanul Pacific pare a fi alcătuit dintr-un strat gros de depuneri de recifi coraligeni, așezați pe un fundament submarin de rocă vulcanică (după M. Dobrin ș.a.).

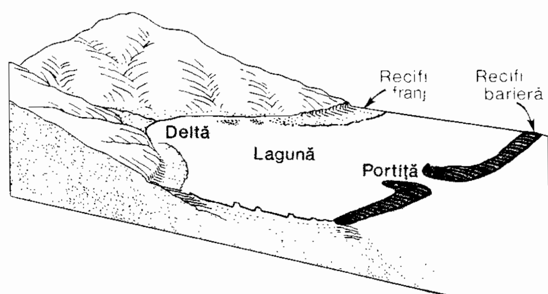


Fig. 30.30 Recifi-barieră separați de continent printr-o lagună puțin adîncă (după W. M. Davis).

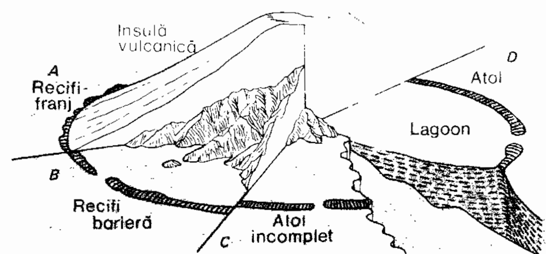


Fig. 30.32 Teoria subsidenței recifilor-barieră și dezvoltarea atolilor, prezentată în patru stadii, de la un recif-litoral dezvoltat pe o insulă vulcanică pînă la un recif cu *lagoon* circular (după W. M. Davis).

(fig. 30.30). Reciful însuși poate prezenta lățimi de la 6 pînă la 900 m. Laguna are fundul plat și este puțin adîncă (35—75 m). Ea conține, totuși, numeroase construcții coraligene, ca niște coloane verticale. La anumite intervale în recifii-barieră apar deschideri *(portițe)* înguste prin care surplusul de apă rezultat din deferlarea valurilor revine în marea liberă. Acestea se găsesc adesea în fața deltelor, datorită efectului inhibator exercitat de mîl asupra dezvoltării coralilor.

Atolii (atolls) sînt recifi coraligeni de formă aproximativ circulară, care conțin un *lagoon* lipsit de orice petic de uscat (fig. 30.31). În toate celelalte privințe ei sînt asemănători recifilor-barieră. În cazul atolilor mari, porțiuni din recif au fost clădite prin acțiunea valurilor și a vîntului, formînd lanțuri de insule scunde, legate prin recifi. O secțiune transversală printr-un atol arată că laguna este puțin adîncă, cu fundul plat, și că pantele exterioare sînt abrupte, coborînd adesea pînă la sute și chiar mii de metri adîncime.

Asupra originii atolilor și recifilor-barieră s-au emis mai multe ipoteze plauzibile. Explicarea și discutarea lor ne-ar lua însă numeroase pagini. O teorie interesantă și încă actuală, enunțată de către marele savant Charles Darwin, în 1842, s-ar putea numi *teoria subsidenței* (fig. 30.32). Darwin presupunea că insulele mici, de exemplu cele vulcanice, se scufundă lent în cadrul unei mișcări generale de coborîre a scoarței terestre pe anumite porțiuni ale bazinului oceanic. Recifii coraligeni, inițial recifi litorali atașați insulelor, au coborît și ei. Astfel, suprafața insulelor s-a micșorat și au apărut lagune, formîndu-se recifi-barieră. În final, insulele au dispărut cu totul, dar recifii au rămas, fiind menținuți la nivelul mării prin dezvoltarea viguroasă a organismelor ce i-au generat.

Atolii prezintă caracteristici unice, de unde și aspectul lor geografic aparte. În primul rînd, roca fiind formată în aceste zone numai din carbonat de calciu, aceasta înseamnă că arborii care au nevoie, de pildă,

de silice, nu se pot dezvolta fără îngrășăminte; dacă este cazul se pot transporta de pe alte insule roci vulcanice. Pe atoli cresc numeroși palmieri, care prosperă în regiunile cu apă sălcie și ale căror semințe se răspîndesc plutind de la o insulă la alta (fig. 21.8). Populația băștinașă cultivă cocotierul, care le dă hrană, îmbrăcăminte, fibre și material de construcție.

Apa dulce este foarte rară pe atolii mici, deoarece nu există suprafețe suficient de întinse pentru colectarea precipitațiilor, iar terenul este atît de jos, încît stratul acvifer nu poate avea înălțime suficientă pentru a alimenta izvoarele, rîurile sau puțurile. Apa de ploaie este colectată în vase deschise sau în bazine de captare și păstrată cu grijă. Regimul alimentar al populației locale se bazează în principal pe pește și alte viețuitoare marine. Apa calmă a *lagoon*-ului permite practicarea pescuitului. Insulele coraligene din Pacificul occidental se află sub permanenta amenințare de a fi devastate de ciclonii tropicali (uragane sau taifunuri). Valurile deferlează peste țărmul lor jos, dezrădăcinînd palmierii, distrugînd locuințele și inecînd populația. Nu există puncte mai înalte pentru refugiu (cap. 12). Atolii pot fi, de asemenea, inundați de marile valuri seismice, a căror apariție nu poate fi prevăzută (cap. 10).

Coastele cu mangrove sînt larg răspîndite în regiunile ecuatorială și tropicală, în zonele unde suspensiile abundente de sedimente fine împiedică formarea recifilor coraligeni (fig. 21.7). Ca formă de vegetație naturală mangrovele au fost prezentate în capitolul 21.

Capitolul 31 Relieful eolian

VÎNTUL, CEL DE-AL PATRULEA DIN seria agenților de eroziune discutați pînă acum, creează o serie de forme interesante, atît de eroziune, cît și de acumulare. În raport cu masa totală de material deplasat sau depus, vîntul se situează după deplasările în masă, apele curgătoare, valuri și ghețari, atunci cînd nu sînt luate în considerare anumite regiuni aride deosebit de propice acțiunii lui. În zonele umede, cu mari cantități de apă în sol și cu înveliș vegetal bogat, acțiunea vîntului este puțin remarcată, ea fiind vizibilă mai ales în zona de litoral, prin relieful de dune. Pe restul suprafeței terenului vegetația protejează solul, cu excepția regiunilor în care prezența omului a antrenat despăduriri intense.

Eroziunea eoliană

Vîntul exercită două feluri de activități erozionale. El poate ridica în aer sau rostogoli particule libere aflate pe suprafața solului, proces care poartă numele de *deflație*. Dacă vîntul proiectează particule de nisip și praf pe suprafața expusă a rocilor sau a solului, înlesnind astfel tocirea ei, avem de-a face cu cel de al doilea fel de eroziune eoliană, numit *coraziune*. Dacă coraziunea presupune prezența unor „instrumente de tăiere" purtate de vînt, deflația se realizează prin simpla acțiune a curenților de aer.

Deflația se produce atunci cînd suprafața terenului este pe deplin uscată și presărată cu particule mici, libere, provenite din meteorizația rocilor sau depuse anterior de ape curgătoare, gheață sau valuri.

Astfel, albiile seci ale rîurilor, plajele și zonele cu depozite glaciare recente se pretează foarte bine la deflație. În regiunile cu climă aridă aproape întreaga suprafață a solului este supusă deflației, deoarece este denudată. Vîntul este selectiv în acțiunea sa de deflație. Particulele foarte fine sînt ridicate la mari înălțimi. Grăunții de nisip pot fi deplasați numai de vînturi relativ puternice și numai aproape de sol. Pietrișul și pietrele rotunjite cu un diametru cuprins între 5 și 8 cm pot fi rostogolite sub acțiunea unor curenți de aer puternici, dar nu ajung departe, oprindu-se cu prima ocazie în neregularitățile terenului sau între alte fragmente de roci. Ca atare, dacă pe teren există un amestec de particule de dimensiuni diferite, cele mai mici vor fi mișcate de vînt, iar cele mari vor rămîne pe loc.

Principala formă de relief generată prin



Fig. 31.1 Depresiune de deflație în regiunea de cîmpie din statul Nebraska. Se poate observa un martor de eroziune în partea centrală, care ne oferă indicii asupra grosimii materialului îndepărtat prin deflație (foto N. H. Darton, *U.S. Geological Survey).*

deflație este o depresiune puțin adîncă, numită *depresiune de deflație (blowout, deflation hollow).* Aceste depresiuni pot avea de la cîțiva metri pînă la 2 km în diametru, fiind însă adînci de numai cîteva zeci de centimetri. Ele se formează în zonele de șes cu climă aridă. Orice mică formă negativă a suprafeței terenului, mai ales acolo unde învelișul ierbaceu este întrerupt, se poate transforma într-o asemenea depresiune de deflație. Aici se poate acumula și apa de ploaie, luînd astfel naștere o baltă sau un lac puțin adînc. Cînd apa se evaporă, fundul mîlos se usucă și se fisurează, formînd mici plăci sau grăunți de noroi uscat care sînt luate de vînt. În zonele cu pășunat intens, unde vitele bătătoresc terenul din jurul acestei depresiuni, transformîndu-l într-o masă noroioasă, stratul protector de rădăcini ale ierburilor este distrus, ceea ce va înlesni îndepărtarea materialului după uscare. În felul acesta depresiunea se lărgește necontenit (fig. 31.1). Depresiuni similare se pot forma și acolo unde roca apare la zi, fiind supusă fenomenului de meteorizație.

În marile deșerturi din sud-estul Californiei, din Arizona și New Mexico, pe fundul bazinelor intramontane, acțiunea deflației este evidentă. Altitudinea la care se află marile lacuri *playa* puțin adînci a coborît mult datorită acestui fenomen.

Acolo unde deflația a acționat asupra unei suprafețe presărate cu fragmente de rocă de diferite mărimi, cele grosiere rămase în urmă tind să se acumuleze pînă acopăr întreaga suprafață (fig. 31.2). Rostogolindu-se și îngrămădindu-se pe măsură ce particulele mai fine sînt îndepărtate prin deflație, aceste pietre se pot îmbina foarte strîns, formînd un *pavaj de deșert (desert pavement).* În partea de nord a Africii o asemenea suprafață acoperită cu sfărîmături de roci poartă numele de *reg.* În unele locuri, acolo unde carbonatul de calciu, gipsul și alte săruri precipită aproape de suprafață, pe măsură ce apa subterană se ridică și se evaporă, are loc cimentarea acestor fragmente, fenomen ce conduce la apariția unui strat care protejează terenul contra efectelor ulterioare ale deflației.

Acțiunea vîntului asupra rocilor expuse se limitează la porțiunile inferioare ale maselor de rocă, pînă la un metru înălțime deasupra nivelului terenului. deoarece granulele de nisip nu se pot ridica prea sus în aer. Coraziunea produce în acest fel cu timpul scobituri și șanțuri în rocă. Dacă o masă mică de rocă se află deasupra cîmpiei, ea poate fi erodată la bază, rămînînd sub forma unei *ciuperci eoliene (pedestal rock, mushroom rock)*. aflată într-un echilibru labil pe un suport firav. Majoritatea acestor forme sînt însă produse prin procesele complexe de meteorizație.



Fig. 31.2 Pavaj deșertic alcătuit din fragmente de cuarțit, rezultat al acțiunii vîntului și a apei în regiunea unui con de dejecție din zona de deșert a Californiei de sud-est. Mărimea fragmentelor variază între 2,5—33 cm. (foto C. S. Denny, *U.S. Geological Survey).*

Furtuni de praf și furtuni de nisip

În anotimpurile uscate, vînturi puternice și turbulente ridică în aer mari cantități de praf fin, formînd un nor dens și înalt numit *furtună de praf (dust storm)*. Aceste furtuni de praf apar acolo unde suprafața terenului a fost lipsită, datorită practicării agriculturii și pășunatului, de stratul vegetal natural protector, sau unde acest strat protector nu există din cauza aridității extreme a climei. O furtună de praf se apropie sub forma unui mare nor întunecat ce se ridică la suprafața terenului pînă la cîteva mii de metri înălțime (fig. 31.3). În interiorul norului de praf întunericul este foarte pronunțat, vizibilitatea reducîndu-se la cîțiva metri. Un praf fin, înecăcios, pătrunde pretutindeni.

S-a calculat că un kilometru cub de aer poate conține pînă la 875 tone de praf în suspensie. Ca atare, o furtună de praf avînd 500 km în diametru poate transporta peste 90 000 000 tone de praf — o cantitate suficientă ca să formeze un deal înalt de 30 m și lat de 3 km la bază *. În cîteva mii de ani regiunile ce alimentează cu praf asemenea furtuni pierd mase considerabile de rocă. Este greu de apreciat dacă în aceeași perioadă de timp rîurile ar putea eroda, din aceleași regiuni, cantități mai mari de material, dar foarte probabil că da.

Praful parcurge prin aer distanțe enorme, fiind adesea detectat la 4 000 km de locul din care a fost spulberat. Și vulcanii eliberează în atmosferă mari cantități de praf foarte fin. Vestita erupție din anul 1883 a vulcanului Krakatoa din Arhipelagul Indoneziei a generat o enormă masă de praf, din care o parte a pătruns în circulația atmo-

Fig. 31.3 Frontul unei furtuni de praf care se apropie Platoul Coconino (statul Arizona, S.U.A.) (foto D.L. Babenroth).



* A. K. Lobeck, *Geomorphology*, McGraw-Hill, New York, 1939, 731 pp., p. 380.

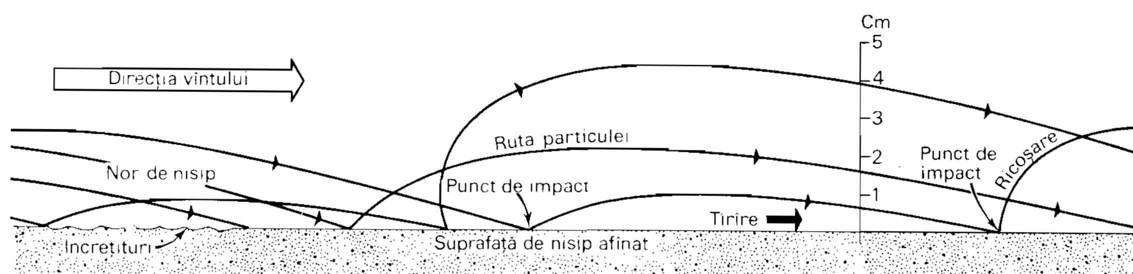


Fig. 31.4 Particulele de nisip se deplasează prin salturi lungi succesive (după R. S. Bagnold).

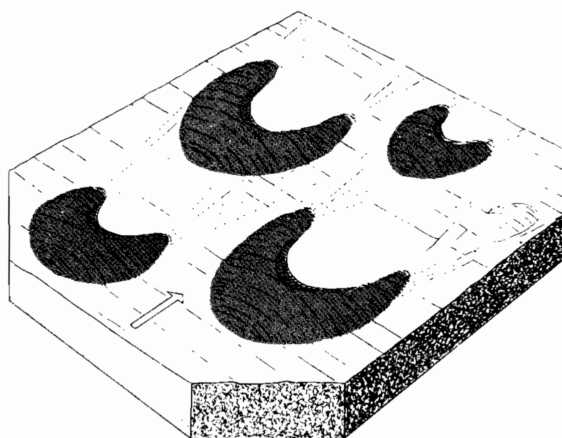


Fig. 31.5 Barcane. Săgeata indică direcţia vîntului.

sferică la mari înălţimi, fiind purtată peste întregul glob. Se afirmă că în anii următori, în regiunea Insulelor britanice puteau fi văzute apusuri de soare minunat colorate, produse de prezenţa în atmosferă a acestui praf vulcanic. Este vorba de „apusurile de la Chelsea“ — subiect predilect al pictorilor englezi din acea epocă.

Furtuna de nisip (sand storm), care ia naştere într-o regiune de deşert este un nor jos de nisip mobil, care se înalţă pînă la maximum 2 m deasupra pămîntului. Particulele de nisip sînt purtate de un vînt puternic. Se afirmă că adesea un om stînd în picioare va avea capul şi umerii deasupra norului. Motivul pentru care nisipul nu se ridică mai sus este acela că particulele indi-

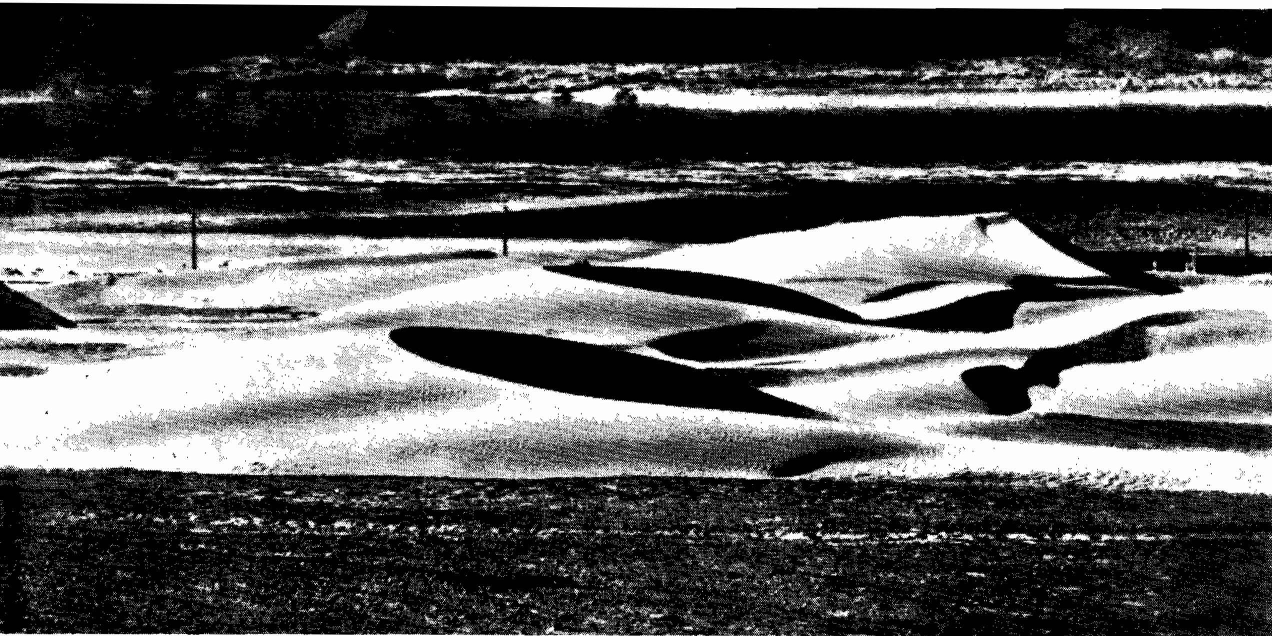


Fig. 31.6 Barcane în regiunea Biggs, statul Oregon (foto G. K. Gilbert, *U.S. Geological Survey*).



Fig. 31.7 Fotografia aeriană a unui cîmp de dune situat între Yuma (statul Arizona) și Calexico (statul California). În primul plan cîmp de barcane, iar în planul doi o mare de dune transversale *(Copyright Spence Air Photos)*

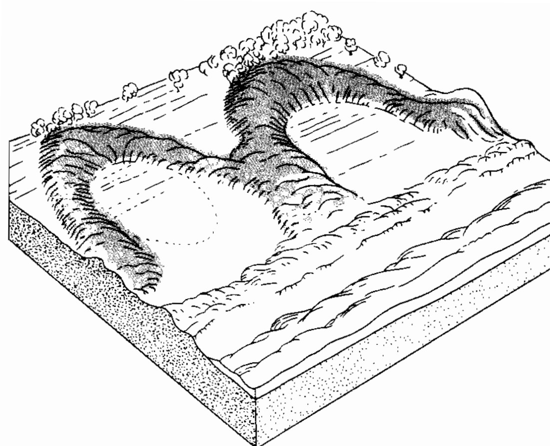
viduale sînt angajate într-o mișcare în salturi, denumită *saltație (saltation)* (fig. 31.4). Ele descriu o traiectorie curbă, izbind pămîntul cu o forță considerabilă, dar sub un unghi mic. După impact grăunții de nisip ricoșează în aer. Concomitent, stratul superficial de nisip se deplasează pe direcția vîntului sub acțiunea nenumăratelor impacturi ale grăunților.

Acțiunea nisipului suflat de vînt se concentrează deci asupra suprafețelor expuse pînă la 0,3—0,6 m deasupra unui teren plat. Pe șesurile nisipoase bătute de vînt, stîlpii telefonici sînt retezați rapid la bază dacă nu se iau măsuri de protejare cu ajutorul unor îmbrăcăminți metalice sau prin îngrămădirea de fragmente mari de roci la bază.

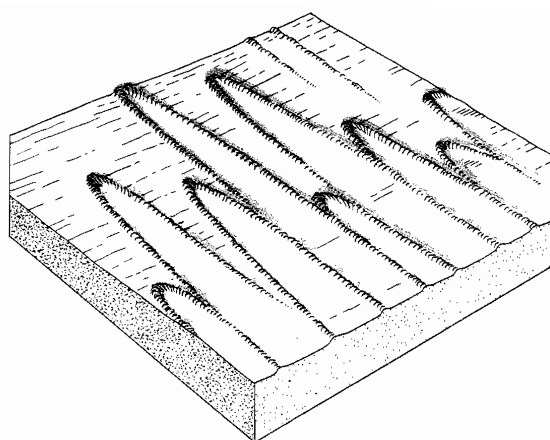
Dunele de nisip

O *dună* este o movilă sau o acumulare de nisip formată de vînt. Dunele sînt active sau vii, atunci cînd nu au vegetație și își schimbă necontenit forma sub acțiunea vîntului. Cele inactive sau fixate sînt dunele acoperite cu vegetație, care împiedică deplasarea ulterioară a nisipului.

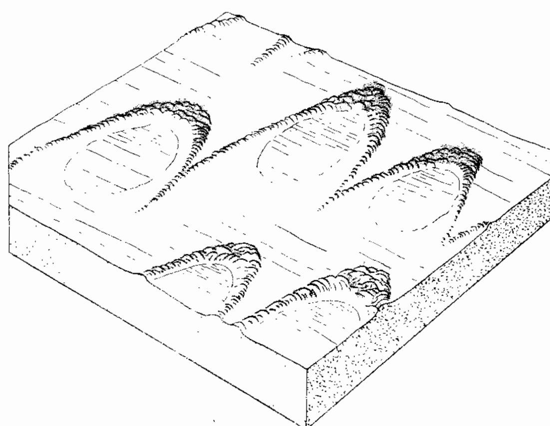
Vom examina aici mai multe tipuri de dune. *Barcana* (dună în formă de semilună) este o dună izolată, care, văzută în plan, are forma unei semilune cu colțuri rotunjite (fig. 31.5). Capetele semilunei sînt orientate pe direcția vîntului, indicînd sensul deplasării dunelor și al vînturilor dominante. În partea dincotro bate vîntul versantul de nisip este lin, constituind panta în susul căreia se deplasează grăunții de nisip. Pe partea opusă a dunei, în concavitatea semilunei, versantul este abrupt, *fața de alunecare (slip face)* menținîndu-se sub un unghi de circa 35° față de orizontală (fig. 31.6). După ce depășesc creasta, particulele de nisip cad sau se rostogolesc pe această față



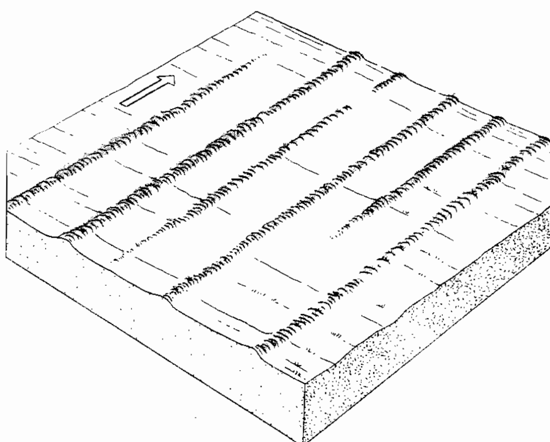
A, **Dune litorale de deflație, cu depresiuni în formă de farfurie.**



C, **Dune parabolice în formă de ac de păr.**



B, **Dune parabolice de deflație într-o zonă de cîmpie aridă.**



D, **Dune longitudinale într-o cîmpie de deșert.**

Fig. 31.8 Patru tipuri de dune. Vîntul dominant, indicat prin săgeată, este același pentru toate blocdiagramele.

abruptă. Dacă vîntul bate tare, pe creastă ia naștere un nor vizibil de nisip zburător, numit *creastă fumegîndă*. Barcanele apar pe suprafețe plate, acoperite cu pietre. Nisipul se poate acumula în partea protejată de vînt a unui mic obstacol — o movilă, o stîncă, un tufiș. După ce s-a format o masă suficientă de nisip, aceasta începe să se deplaseze în sensul vîntului, luînd aspect de barcană. În acest mod dunele sînt, de regulă, dispuse în lanțuri, pornind din punctele-sursă de emitere a materialului.

Dacă nisipul este atît de abundent încît acoperă întreg terenul, dunele iau forma unor culmi vălurite, despărțite prin adîncituri în formă de șanț. Aceste dune se numesc *dune transversale*, deoarece linia lor de creastă formează un unghi drept cu direcția vîntului (fig. 31.7). Regiunea poartă numele de *mare de nisip*, semănînd cu o mare agitată care brusc a devenit imobilă. Pentru acest tip de peisaj geografii au adoptat termenul de *erg*, care inițial desemna marile întinderi acoperite cu dune din deșertul Sahara. Dunele individuale au creste ascuțite și sînt asimetrice, cu o pantă lină în partea dinspre vînt și cu o pantă abruptă în partea opusă. Între crestele de dune se află depresiuni adînci. Mările de nisip conțin enorme cantități de nisip, adesea provenite din meteorizația unor formațiuni gresoase sau pe seama depozitelor din cîmpiile aluvionare adiacente. Alte fîșii de dune transversale se formează în apropierea plajelor, unde nisipul

este abundent și unde bat vînturi puternice spre uscat (fig. 31.10).

Din familia dunelor în care curbura crestelor este convexă în sensul bătăii vîntului, invers decît la barcane și dunele transversale, fac parte *dunele parabolice*. O formă reprezentativă a acestei categorii este *duna litorală de deflație (coastal blowout dune)*, care ia naștere lîngă plaje, zonă unde se găsește nisip din abundență, purtat spre uscat de vînturile dominante (fig. 31.8, *A*). Prin deflație se formează mai întîi o depresiune în formă de farfurie, nisipul acumulîndu-se sub forma unei mari curbe cu aspect de potcoavă. Pe partea dinspre uscat se află o pantă abruptă care înaintează pe suprafața joasă a terenului, îngropînd pădurile și distrugînd copacii (fig. 31.9). Această categorie de dune se întîlnește frecvent pe malul sudic și răsăritean al lacului Michigan; pe malul sudic este amenajat chiar Parcul de dune al statului Indiana.



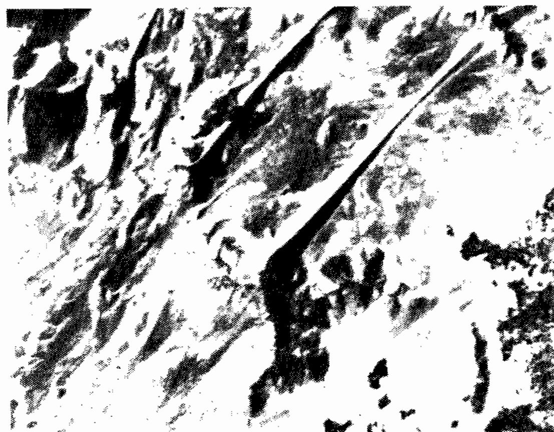
Fig. 31.9 La Beaufort, lîngă Capul Lookout (statul North Carolina) dunele de nisip invadează o pădure litorală de stejar sempervirent *(Quercus ilex)* **(foto J. A. Holmes,** *U.S. Geological Survey).*

Fig. 31.10 În această fotografie săgețile indică dune alungite în formă de ac de păr, care au înaintat odinioară dinspre plajă, astăzi fiind stabilizate de vegetație. Dunele transversale active se suprapun sub forma unui nou val. Golful San Luis Obispo din statul California *(Spence Air Photos).*



Fig. 31.11 Fotografia aeriană oblică indică creste de dune longitudinale care se continuă pînă departe la orizont în deșertul Simpson, la sud-est de Alice Springs (Australia) (foto George Silk, « Life Magazine ». Copyright Time Inc.)

Fig. 31.12 *Sand drift*-**uri, creste ascuțite, alungite în partea protejată de vînt a unui deal. În colțul din stînga jos, se văd cîteva barcane. Lățimea suprafeței din imagine este de circa 1,2 km. Imagine din avion a unei porțiuni din regiunea Chao-Viru-Moche (Peru).**



Pe cîmpiile și platourile aride, unde vegetația este săracă, iar vînturile puternice, apar grupuri de *dune parabolice de deflație (parabolic blowout dunes)* în partea protejată de vînt a depresiunilor de deflație (fig. 31.8, *B*). Nisipul este reținut de tufișurile joase acumulîndu-se în creste late, scunde. Aceste dune nu au fețe de alunecare abrupte și pot fi relativ imobile. În unele cazuri, totuși, creasta dunei migrează în sensul direcției vîntului, parabola devenind din ce în ce mai lungă, mai îngustă și cu laturi paralele (fig. 31.8, *C*). Această formă seamănă în plan cu un ac de păr și a fost numită *dună în formă de ac de păr (harpin dune)*, deși face parte din familia dunelor parabolice. Figura 31.10 prezintă dune de acest tip stabilizate prin creșterea vegetației.

O altă categorie de dune poartă numele de *dune longitudinale*, deoarece crestele lor sînt paralele cu direcția vîntului. Ele se formează pe cîmpiile și platourile din zonele de deșert unde nisipul nu se găsește în cantități mari, dar vînturile bat cu putere dintr-o singură direcție (fig. 31.8, *D*). Aceste dune au înălțimi de numai cîteva picioare (1 pic = 0,3m) dar adesea sînt lungi de cîteva mile. Pe alocuri, dunele longitudinale mai pot lua naștere și prin dezvoltarea extremă a dunelor în formă de ac de păr, atunci cînd crestele laterale paralele devin forma dominantă.

Dunele longitudinale, orientate paralel cu direcția vînturilor dominante, ocupă suprafețe întinse în partea centrală a Australiei, unde formează *deșerturile cu creste longitudinale de nisip (sand-ridge deserts)* (fig. 31.11). Crestele sînt înalte de 10—15 m, distanțate la 0,4—2,4 km și se extind în lungime pe 40—80 km. (Pentru descrierea acestor deșerturi australiene, vezi lucrarea lui C. T. Madigan citată în bibliografie).

Orientate de asemenea longitudinal față de direcția vîntului, fără însă a fi dune propriu-zise, sînt *sand drift*-urile — creste de nisip lungi, ascuțite și subțiate la o extremitate, care se extind în sensul bătăii vîntului, pornind de la un obstacol topografic oarecare, de pildă o movilă ce se înalță deasupra suprafeței deșertului (fig. 31.12). Grăunții de nisip care se mișcă prin saltație depășesc obstacolul, depunîndu-se în partea protejată unde formează treptat creasta pînă la um plerea zonei unde nu bate vîntul.

Dunele prezentate mai sus reprezintă tipurile existente, în general, în S.U.A. Geografii au mai descris însă multe alte tipuri. În vastele deșerturi din nordul Africii, Peninsulei Arabe

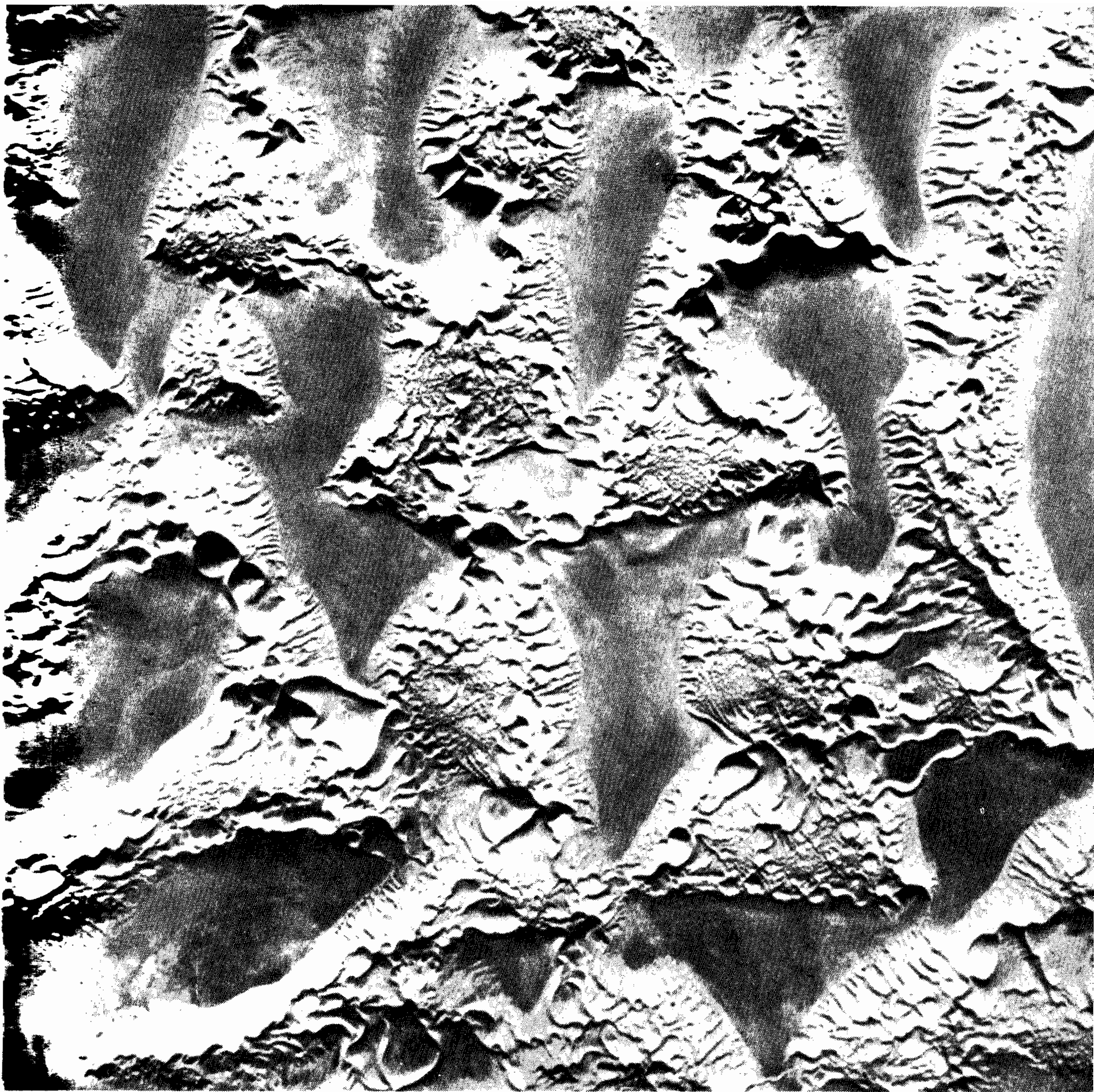


Fig. 31.13 Văzute de la 10 km înălțime, aceste dune de nisip din deșertul Libiei apar ca niște petice neregulate cu vîrfuri centrale stelate, dominînd cu 90 – 180 m regiunile înconjurătoare. Lățimea suprafeței din fotografie este de aproximativ 11 km.



Fig. 31.14 **Șosea tăiată în loess la sud de Vicksburg, ilustrînd marile acumulări de loess de pe povîrnișurile estice ale fluviului Mississippi (foto Orlo Childs).**

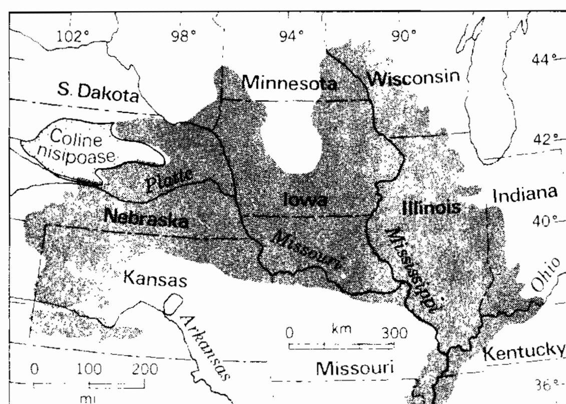


Fig. 31.15 Depunerile de loess din partea centrală a Statelor Unite ating grosimi apreciabile în porțiunea umbrită (după E. T. Apfel).

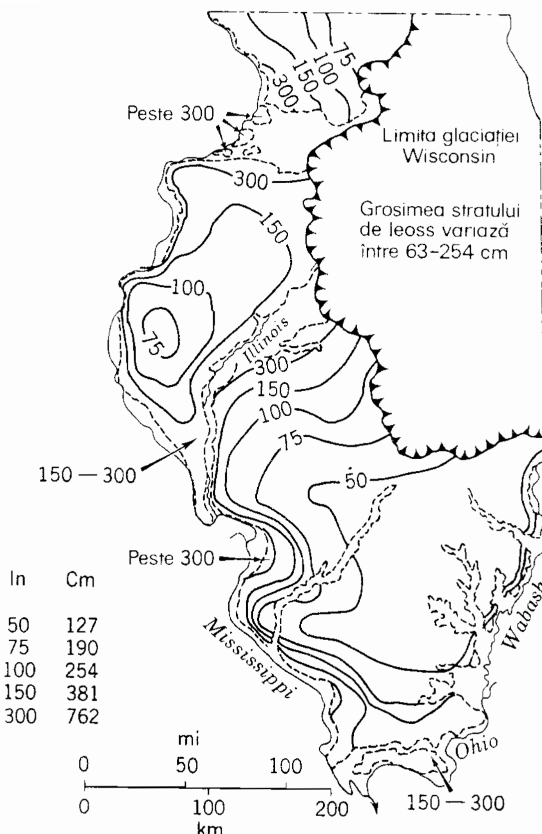


Fig. 31.16 Hartă a statului Illinois în care este indicată grosimea loessului (în in și cm) (după R. F. Flint).

și în sudul Iranului se află dune mari, complexe, pe cît se pare inexistente ca tip pe teritoriul S.U.A. Una dintre acestea este *duna în formă de sabie (seif dune)* — o enormă creastă de nisip ascuțită la un capăt, a cărei culme prezintă proeminențe și scobituri alternative și ai cărei versanți laterali cuprind fețe de alunecare în formă de semilună. Aceste dune pot fi înalte de cîteva sute de metri și lungi de zeci de kilometri.

Un alt tip de dună sahariană este *duna stelată* sau *duna piramidală (star dune, piramidal dune)*, o mare acumulare de nisip, a cărei bază seamănă, în plan, cu o stea cu mai multe colțuri (fig. 31.13). Din centrul dunei pornesc creste radiale care se termină în vîrfuri ascuțite, înalte de peste 150 m deasupra bazei. Dunele stelate rămîn fixe timp de secole, constituind repere foarte utile pentru călători.

Loessul

În unele regiuni ale lumii pe suprafața terenului se găsesc depuneri de praf fin adus de vînt, sub forma unor furtuni care s-au declanșat în urmă cu multe milenii. Materialul format astfel este cunoscut sub numele de *loess*. El are o culoare gălbuie uniformă, fiind în general lipsit de stratificație. Loessul prezintă o anumită tendință de a se desface columnar, formînd abrupturi verticale, acolo unde este expus acțiunii rîurilor sau intervenției omului (fig. 31.14). Aspectul columnar se poate datora unei ușoare contracții a masei de material, pe măsură ce el devine din ce în ce mai compact.

Cele mai mari depuneri de loess se află pe teritoriul R. P. Chineze unde prezintă grosimi frecvente de peste 30 m (s-au măsurat chiar 90 m). Loessul acoperă suprafețe de sute de kilometri pătrați în nordul țării și pare să fi provenit din interiorul continentului, prin intermediul vînturilor uscate de iarnă. Importante depuneri de loess se mai găsesc și în Europa centrală, în Argentina și Noua Zeelandă, nefiind însă de mărimea și grosimea celor din R. P. Chineză.

În Statele Unite depuneri însemnate de loess se află pe valea fluviului Mississippi (fig. 31.15). Mari suprafețe din preriile statelor Illinois, Iowa, Missouri, Nebraska și Kansas sînt acoperite de un strat de loess gros de 1 pînă la 30 m. Acumulări importante se află și în regiunile ce mărginesc spre est lunca cursului inferior al fluviului Mississippi, în zona de luncă din statele Tennessee și Mississippi (fig. 31.14). Alte depuneri de loess se află în nord-estul statului Washington și în vestul statului Idaho. Loessul din America de Nord și din Europa este asociat cu activitatea ghețarilor continentali din pleistocen. Este posibil ca în perioada cînd calota de gheață acoperea o mare parte a Europei și a Americii de Nord să fi existat o climă cu ierni uscate în regiunile de la periferia ghețarilor; vînturi puternice băteau spre sud și spre est peste pămîntul dezgolit, ridicînd praful din luncile rîurilor care erau alimentate cu apă provenită din topirea ghețarilor. Acest praf s-a acumulat treptat în zonele de interfluviu, formînd o suprafață netedă, orizontală. Loessul prezintă grosimi mari, în special pe latura estică a văilor, din cauza vînturilor predominante dinspre vest, fiind prezent în zona versanților abrupți ai celor mai multe rîuri existente azi în această regiune (fig. 31.16).

Loessul are un rol important atunci cînd se apreciază potențialul agricol al lumii. Cîmpiile și podișurile cu loess au generat soluri negre bogate, deosebit de propice culturilor cerealiere. Cîmpiile fertile din sudul Uniunii Sovietice, din regiunea pampasului argentinian și din bogata regiune cerealieră din nordul R. P. Chineze sînt formate pe loess. În Statele Unite pe cîmpiile cu loess se cultivă porumb, în statele cu precipitații suficiente (Iowa, Illinois) și grîu în statele Kansas și Nebraska, ca și în regiunea Palouse din estul statului Washington, unde clima este mai uscată.

Deoarece loessul formează pereți verticali de-o parte și de alta a văilor, prezentînd în același timp o mare rezistență la alunecare și la scurgere, fiind totuși ușor de excavat, în depozitele de loess au fost săpate din timpuri străvechi adăposturi ale omului preistoric. În R. P. Chineză potecile și drumurile din regiunile cu loess s-au afundat mult datorită pulverizării loessului și a îndepărtării lui prin acțiunea vîntului și a apei (fig. 31.17).

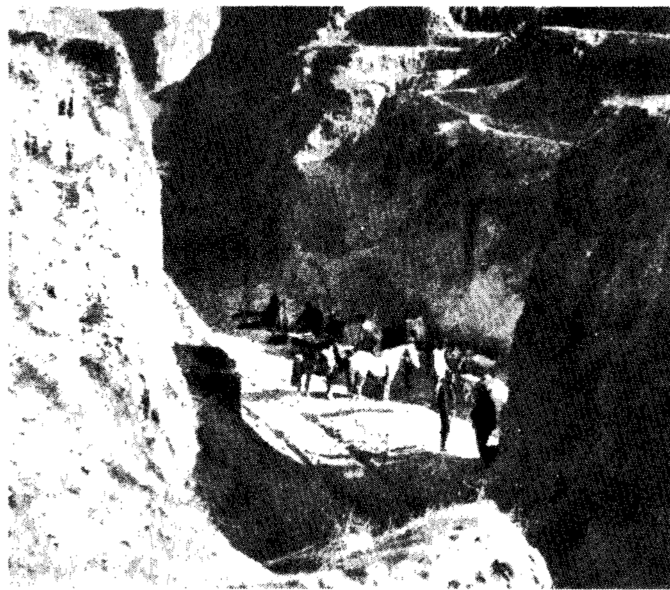


Fig. 31.17 Drum săpat adînc în loess, provincia Shansi, în R. P. Chineză (foto Frederick G. Clapp, *American Geographical Society*).

Capitolul 32
Cîmpii de șelf, relief pe strate orizontale, domuri

CAPITOLELE PRECEDENTE, ÎN CARE ne-am ocupat de formele de relief rezultate în urma fenomenelor de meteorizație, a deplasărilor în masă și acțiunii apelor curgătoare, a gheții, a valurilor și a vîntului, nu oferă prea multe date asupra modului în care structura geologică și constituția petrografică influențează forma și dimensiunile reliefului. Presupunînd că toată roca din substrat are o constituție uniformă, a fost posibil să descriem formele de relief de eroziune, simple, ideale, generate de fiecare agent de denudație în parte. Există, desigur, regiuni în care același tip de rocă are o dezvoltare relativ uniformă, și unde agenții de denudație pot crea forme ideale. În alte regiuni însă, rocile sedimentare apar înclinate, cutate, boltite sau faliate; cele metamorfice sînt dispuse în pînze, iar cele eruptive se consolidează într-o varietate de forme. În capitolele ce urmează vom examina aceste structuri și modul în care ele se înscriu în relief.

Clasificarea regiunilor de uscat

Așa cum se vede din figura 32.1, masele care alcătuiesc uscatul terestru se prezintă diferențiat în funcție de structura și de constituția lor petrografică.

A. **Structuri nedislocate**

1. **Cîmpii de șelf** *(coastal plains)* sau **cîmpii de acumulare marină.** Zone litorale exondate, formate prin sedimentare marină, peste formațiunile mai vechi ale blocurilor continentale.
2. **Strate orizontale.** Depozite sedimentare, caracterizate în general printr-o structură tabulară, care au fost înălțate pe mari suprafețe, fără însă a suferi alte modificări importante. În această categorie pot fi incluse și curgerile orizontale de lavă deosebit de groase și care acoperă mari suprafețe.

B. **Structuri dislocate**

3. **Domuri și bazine.** Forme de relief circulare sau ovale, rezultate printr-o boltire ușoară a rocilor sedimentare (domuri), sau printr-o lăsare a acestora (bazine).
4. **Cute.** Strate deformate sub acțiunea mișcărilor orogenice ale scoarței, alcătuind o structură cutată. În funcție de gradul de compresie a scoarței terestre, cutele pot fi larg deschise sau strîns pliate.
5. **Munți-bloc.** Mase ale scoarței terestre, cu o constituție petrografică și structură geologică diferite, rupte prin faliere în blocuri bine definite, deplasate pe verticală unul față de altul. Falierea este de regulă însoțită de o anumită modificare a înclinării.

6. **Formaţiuni cristaline omogene.** Mase de roci eruptive intruzive sau roci metamorfice, care se comportă relativ uniform sub raportul rezistenţei la meteorizaţie şi eroziune.
7. **Formaţiuni metamorfice în benzi.** Zone înguste de roci metamorfice formînd şiruri paralele de munţi şi văi (fig. 22.17).
8. **Structuri complexe.** Regiuni ale scoarţei supuse acţiunii combinate a cutării, falierii sau intruziunilor magmatice, cu structuri geologice complexe, neregulate.

C. **Vulcani şi forme înrudite**

Includem toate tipurile de roci care au luat naştere prin extruziune (erupţii vulcanice), avîndu-se în vedere şi diferitele tipuri corespunzătoare de vulcani şi curgeri de lavă.

Există o deosebire esenţială în ceea ce priveşte aspectul primar al structurilor dislocate şi nedislocate. Prima categorie la care adăugăm şi formele vulcanice, prezintă un relief muntos cu înălţimi proeminente. Relieful prezintă altitudini maxime la început, masele de uscat fiind reduse treptat la suprafeţe cu relief din ce în ce mai coborît. Cea de-a doua categorie generează un relief cu suprafeţe plane (cîmpii sau podişuri), înainte ca eroziunea să-i modifice aspectul.

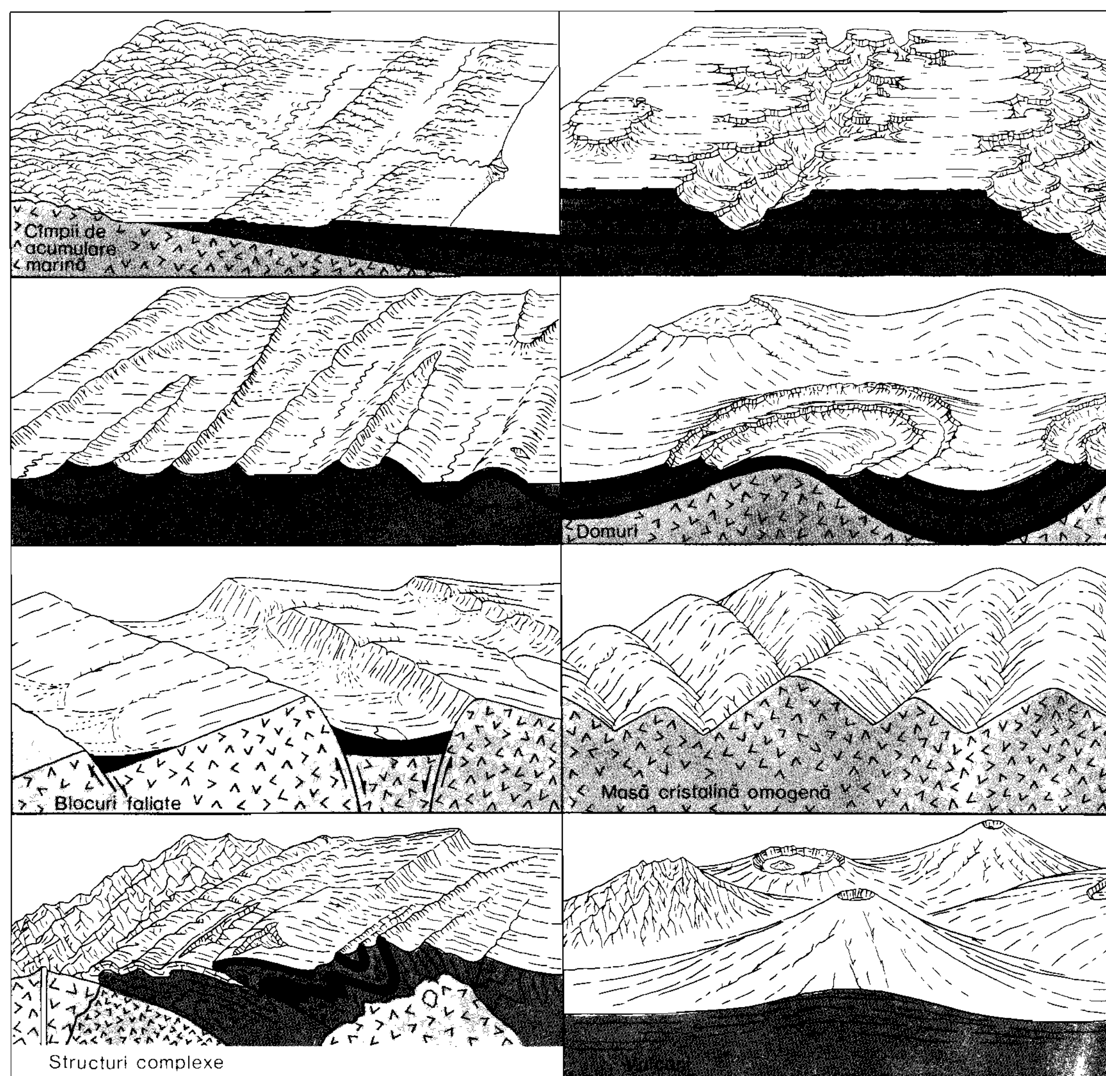
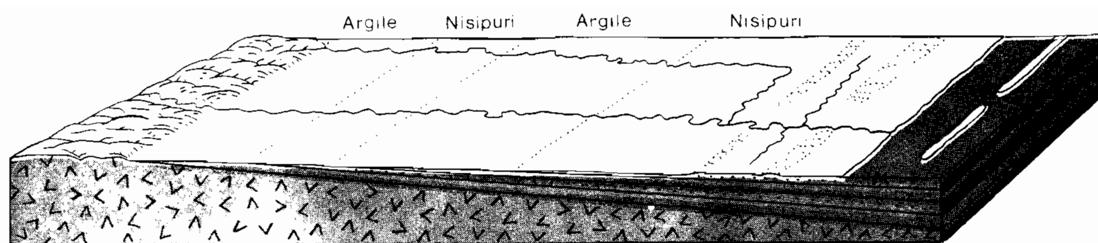
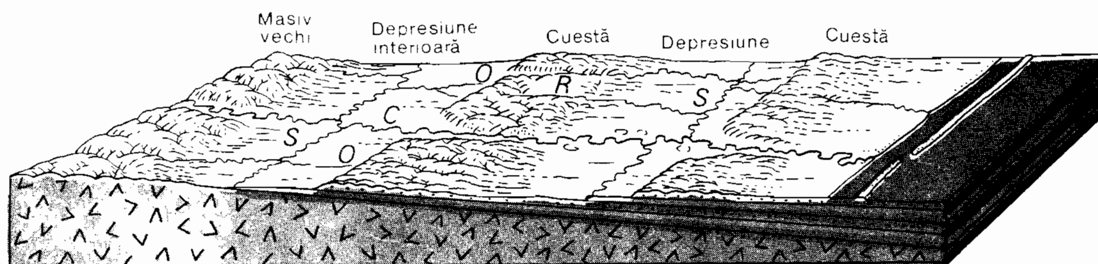


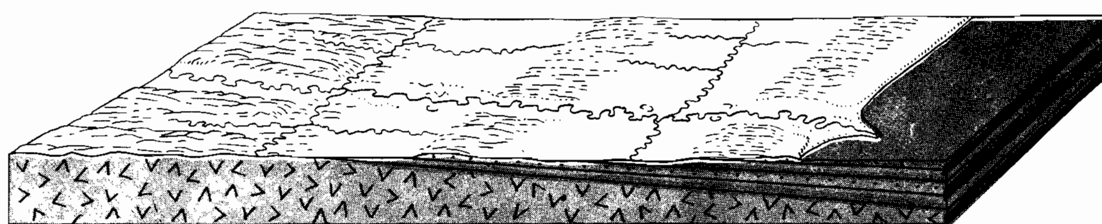
Fig. 32.1 Masele de uscat pot fi clasificate conform categoriilor ilustrate aici. Rocile metamorfice dispuse în benzi sînt înfăţişate în fig. 22.17 Clasificarea se bazează pe tipul şi structura rocilor.



A, Stadiul primar; cîmpie recent emersă.



B, Stadiul de maturitate; s-au format cueste și zone depresionare (*S*, curs subsecvent; *C*, consecvent; *O*, obsecvent; *R*, resecvent).



C, Stadiul de maturitate avansată sau de bătrînețe; relief foarte jos.

Fig. 32.2 Dezvoltarea unei cîmpii de șelf extinse (după A. K. Lobeck).

Fiecare dintre tipurile structurale înfățișate mai sus trec printr-o serie ordonată de stadii de eroziune, conform ciclului general de denudație a maselor terestre. Pe structuri orizontale sau în regiunile cu roci cristaline omogene, acest ciclu este foarte asemănător ciclului general ideal, deoarece aici sîntem în prezența unei structuri și a unei constituții petrografice uniforme în toate sensurile pe orizontală. În regiunile cu structuri cutate, cu munți bloc, domuri și vulcani ciclul este foarte diferit nu numai față de ciclul ideal, dar chiar și între ele, deoarece roca și forma reliefului primar exercită o influență dominantă asupra intensității de denudație.

Cîmpiile de șelf

Cîmpiile din zona litorală trec prin mai multe stadii, a căror ilustrare o găsim în figura 32.2. În blocdiagrama *A* este prezentată o regiune proaspăt ieșită de sub apele mării, unde formase pînă atunci o zonă de platformă continentală puțin adîncă, pe care s-au acumulat depozite succesive de sedimente aduse de pe uscat și distribuite de curenți. Pe suprafața acestui relief primar rețeaua de ape curgătoare se îndreaptă direct spre mare, urmînd sensul pantei. Rîul al cărui curs este influențat de panta inițială a unei suprafețe terestre, poartă denumirea de rîu *consecvent*, el putîndu-se forma și în cadrul unei structuri vulcanice, de munți bloc, în foste regiuni lacustre, astăzi drenate.

Apele care drenau deja suprafața de uscat și care acum și-au prelungit cursul peste cîmpia litorală proaspăt emersă, pentru a putea ajunge la mare, formează *o rețea hidrografică consecventă*. Către interiorul uscatului, în continuarea cîmpiei de șelf se găsește o zonă reprezentată de un masiv vechi.



Fig. 32.3 Cuestă din Bazinul parizian, din nordul Franței, cu fruntea puternic înclinată, orientată spre est (stînga) și cu spinare foarte lină spre vest (foto Douglas Johnson).

Dacă înainte de submersiune (în timpul căreia s-au depus sedimentele) această regiune de soclu prezenta dealuri proeminente, aceste dealuri pot rămîne la suprafața cîmpiei litorale sub forma unor martori numiți *mendip* (denumiți astfel după dealurile Mendip din sudul Angliei), sau *inliers*.

În stadiul de maturitate, în cadrul cîmpiilor de acumulare marină rețeaua hidrografică devine mai complexă, ca și formele de relief generate de ea (fig. 32.2,*B*). Acolo unde stratele sînt mai puțin rezistente la eroziune (argile, șisturi argiloase), denudația este rapidă, ducînd la apariția unor *depresiuni (lowlands)*. Între acestea se înalță creste scunde și late sau șiruri de dealuri cu cueste. Depresiunea situată între soclul continental și prima linie de cuestă se numește *depresiune interioară (inner lowland)*. Relieful de cueste apare, de obicei, pe gresii, calcare. Ele prezintă spre uscat fața interioară, *fruntea (inface)*, un versant relativ abrupt, deoarece marginea stratului erodat este expusă aici. În schimb, *reversul* sau *spinarea*, versantul dinspre mare al cuestei *(seaward slope, backslope)* este domol, urmărind suprafața de strat cu roci mai dure și slab înclinate. Atunci cînd stratul de roci dure este așezat pe un strat de roci friabile, fața cuestei este adesea puternic înclinată, uneori abruptă, cum este cazul cuestei calcaroase de lîngă Reims din Franța (fig. 32.3). Cel mai adesea însă cuesta apare ca un aliniament de dealuri scunde.

Cursurile care iau naștere în lungul depresiunilor paralele cu linia țărmului, se numesc *subsecvente*. Albiile lor se dezvoltă în special în zonele cu roci friabile, urmărind fidel dezvoltarea acestora. Acest tip de văi apare în multe regiuni ale globului și va fi menționat frecvent în legătură cu cutele, domurile și munții bloc.

Cursurile care drenează fața interioară a unei cueste, unindu-se cu rîul subsecvent din depresiune, formează o rețea *obsecventă* de rîuri. Direcția lor de curgere este opusă înclinării stratelor, ca și direcției de curgere a rîurilor consecvente. Acele cursuri care s-au format pe reversurile cuestelor, dar care nu existau inițial sub formă de cursuri consecvente, se numesc *resecvente*. Ele curg în aceeași direcție ca și cursurile consecvente inițiale, dar se dezvoltă numai pe măsura formării reversului cuestei prin îndepărtarea orizonturilor superioare mai puțin rezistente (fig. 32.4).

Liniile de drenaj ale unei cîmpii de șelf cu o rețea hidrografică evoluată au o *confi-*

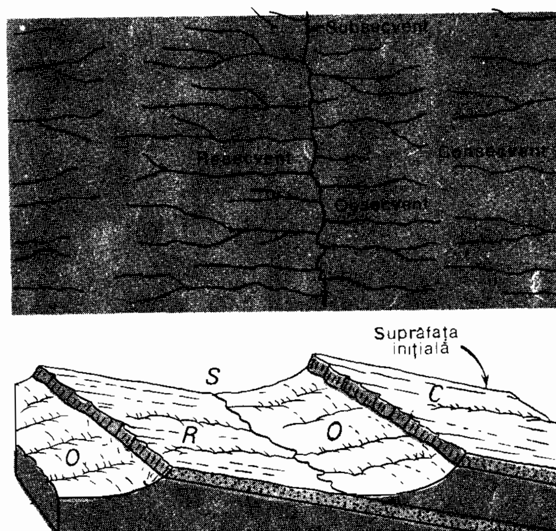


Fig. 32.4 Patru tipuri de cursuri de ape curgătoare sînt asociate cu eroziunea stratelor sedimentare monocline. Acestea formează un sistem de drenaj rectangular.

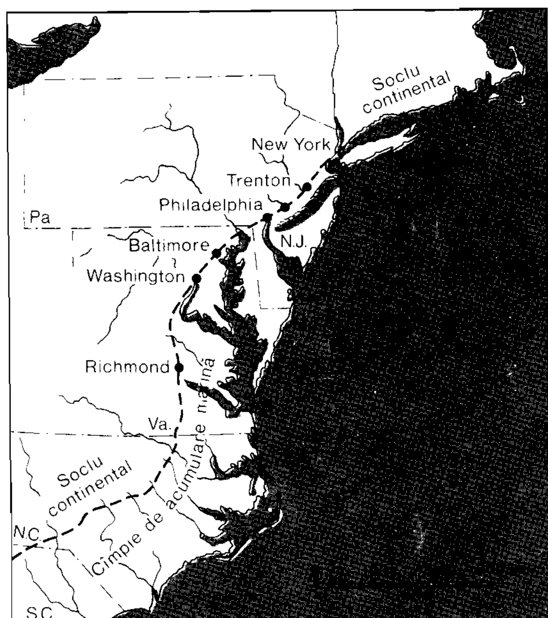


Fig. 32.5 Cîmpie de șelf în regiunea litoralului atlantic al S.U.A., prezentînd puține aliniamente de cuestă, cu excepția statului New Jersey. Limita interioară a cîmpiei este marcată printr-o linie ce reunește o serie de localități (după A. K. Lobeck).

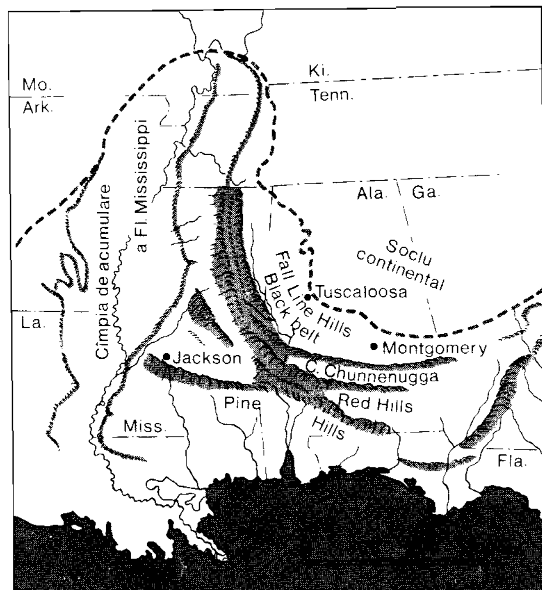


Fig. 32.6 Pe cîmpia de acumulare marină din statele Alabama și Mississippi (S.U.A.) se găsesc aliniamente de cueste dezvoltate pe roci nisipoase, alternînd cu depresiuni sculptate în șisturi argiloase sau marne (după A. K. Lobeck).

grupație rectangulară (trellis pattern) (fig. 32.4), dată de sistemul de văi consecvente, subsecvente, obsecvente și resecvente.

În figura 32.2, *C* este înfățișat relieful litoral redus la peneplenă, în stadiul de maturitate tîrzie. Persistă configurația în rețea a drenajului, iar cuestele se mai văd încă sub forma unor dealuri tocite, înălțate deasupra depresiunilor cu fundul aproape plat.

Cîmpiile de șelf din S.U.A. și Anglia

Exemple remarcabile de asemenea cîmpii putem găsi pe coasta Atlanticului și a Golfului Mexic (S.U.A.), în sud-estul Angliei și în Bazinul parizian (Franța).

Dintre acestea cea mai întinsă este cîmpia din partea de est a S.U.A., lată de 160—500 km, desfășurîndu-se pe 3 000 km de-a lungul coastelor. Formațiunile din care este alcătuită au vîrsta cretacică și terțiară, cele mai vechi fiind vizibile spre marginea interioară a cîmpiei, deoarece sînt așezate direct pe soclul continental, alcătuit din roci de vîrstă precambriană și paleozoică. Cîmpia de acumulare marină începe de la Long Island — cuestă parțial submersă — și se lărgește rapid spre sud, incluzînd mari porțiuni din statele New Jersey, Delaware, Maryland și Virginia (fig. 32.5). În toată această zonă apare o singură cuestă, regiunea cunoscută sub numele de Atlantic Highland, munții Laurel, Pine Hills și alte înălțimi similare. Relieful de cuestă este dat de formațiuni poroase de gresii terțiare și cretacice, care pe de o parte prezintă rezistență la eroziune, iar pe de altă parte absorb repede precipita-

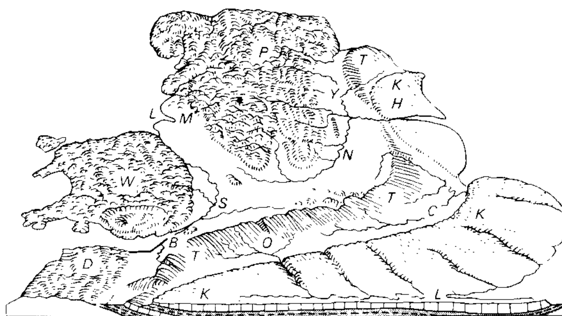


Fig. 32.7 Sud-estul Angliei este o cîmpie de șelf larg arcuită, în stadiul de maturitate.
***L*, Londra; *K*, Cuestă pe cretă; *C*, Cambridge; *O*, Oxford; *H*, Rîul Humber; *Y*, York; *N*, Nottingham; *S*, Rîul Severn; *B*, Bristol; *D*, Dartmoor; *W*, Țara Galilor; *M*, Manchester; *L*, Liverpool; *P*, Lanțul Penninilor; *T*, Cuestă pe calcar jurasic (după W. M. Davis).**

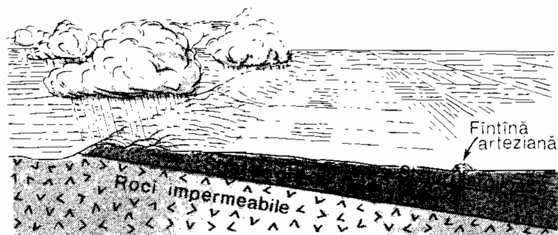


Fig. 32.8 Pentru formarea unei fîntîni arteziene este necesară existența unui strat inclinat de nisip (după E. Raisz).

țiile, reducînd în acest fel scurgerea superficială. Depresiunea interioară are aspectul unei văi prelungi continui, dezvoltată în depozite moi, argiloase, de vîrstă cretacică.

În statele Alabama și Mississippi cîmpia de șelf prezintă o rețea hidrografică evoluată, cu excepția zonei dinspre coastă, cu relief recent emers. Cuestele și depresiunile formează aliniamente aproximativ paralele cu țărmul (fig. 32.6). Aceste regiuni poartă numele de *cîmpii de șelf în benzi*. Pe gresiile slab cimentate ale cuestelor se dezvoltă bine plantațiile de pini. În ceea ce privește rocile calcaroase acestea dau naștere la depresiuni cu soluri fertile, precum Black Belt din statul Alabama. Rîurile principale traversează acest relief „în benzi" fără a ține seama de dispunerea depresiunilor și cuestelor, ceea ce ne arată că au luat naștere ca rîuri consecvente.

Întreaga regiune de sud-est a Angliei este o cîmpie de șelf în stadiu de maturitate (fig. 32.7). Două cueste domină relieful. Cea interioară este din calcar jurasic, fiind denumită local Cotswold Hills. În Anglia termenul ***wold*** desemnează o cuestă, iar termenul ***vale*** depresiunea dintre cueste. Cuesta exterioară este alcătuită din cretă albă de vîrstă cretacică — Chiltern Hills. Între cele două cueste se află o depresiune în care se află localitățile Oxford și Cambridge, fapt pentru care a fost numită Educational Lowland (Depresiunea universitară). Între cuesta interioară și formațiunile care alcătuiesc soclul continental din Cornwall, Țara Galilor și lanțul Penninilor s-a format o mare depresiune interioară, în care s-au dezvoltat orașe importante — Bristol, Gloucester, Birmingham, Nottingham, Lincoln, York — ca și întinse terenuri agricole. Depresiunea este drenată de mai multe rîuri subsecvente ca: Severn, Avon, Trent, Ouse.

Aspecte geografice ale cîmpiilor de șelf

Cîmpiile de acumulare marină largi, cum sînt cele din estul S.U.A. și sud-estul Angliei, au favorizat dezvoltarea agriculturii datorită fertilității terenurilor din zonele depresionare. Deși aceste regiuni au oferit condiții favorabile apariției unor importante orașe-porturi, aici n-a existat acea tendință pronunțată spre îndeletniciri marinărești pe care am remarcat-o în legătură cu fîșiile litorale muntoase, limitate de țărmuri de submersiune.

Cuestele sînt acoperite cu păduri bogate, atît în Insulele britanice și Europa, cît și în sudul Statelor Unite. Pe formațiunile nisipoase din regiunea de cîmpie de șelf din statul New Jersey, cresc pini și stejari.

Căile de comunicații tind să urmărească depresiunile, legînd orașele mari situate aici. De pildă, o bogată rețea de șosele și căi ferate leagă New York-ul cu orașele Trenton, Philadelphia, Baltimore și Washington, aflate toate într-o depresiune interioară. Rareori se întîmplă ca relieful cuestelor să fie atît de accidentat încît să împiedice dezvoltarea comunicațiilor.



Fig. 32.9 Zăcămintele de țiței se pot forma în zonele terminale ale stratelor de nisip care se efilează.

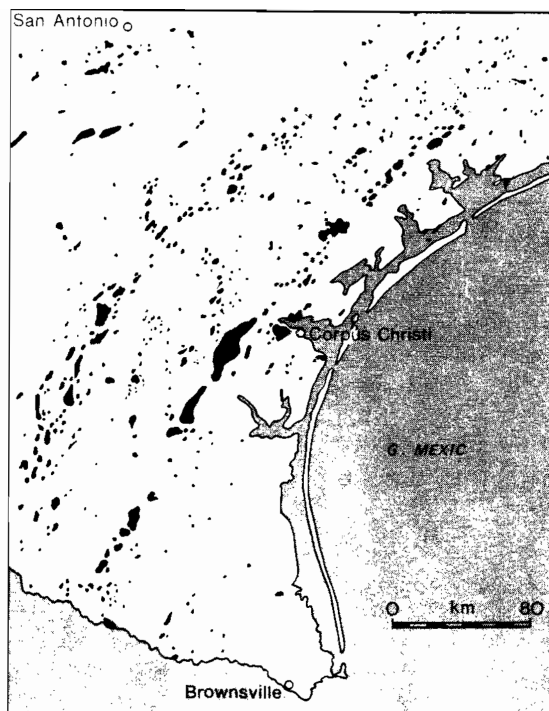


Fig. 32.10 Localizarea zăcămintelor de țiței în cadrul a două aliniamente situate în zona de efilare a nisipurilor eocene și oligocene (după A. J. Levorsen).

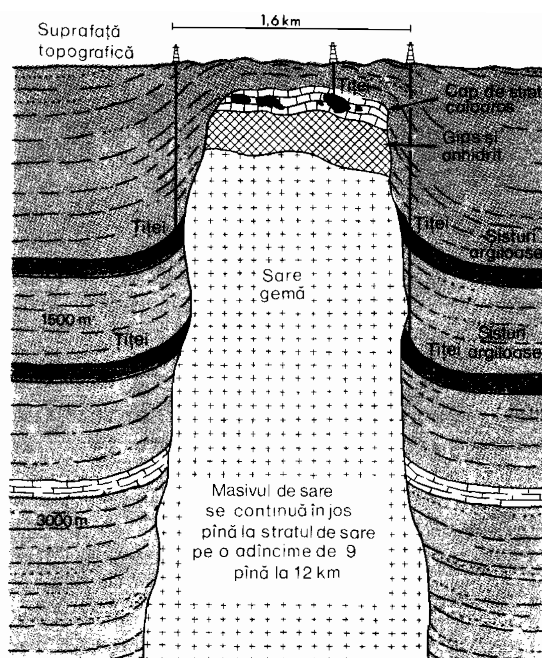


Fig. 32.11 Secțiune printr-un sîmbure diapir.

Înclinarea dinspre uscat spre mare a stratelor ce alcătuiesc cîmpiile de șelf creează o structură favorabilă formării apelor arteziene. Apa se infiltrează adînc în stratul nisipos, peste care se află argile sau șisturi argiloase impermeabile. Dacă se sapă un puț în formația nisipoasă la o distanță considerabilă către mare de punctul unde aceasta apare la zi, apa sub presiune iese la suprafață (fig. 32.8). Mari cantități de apă arteziană se obțin în cîmpia de șelf a S.U.A., dar în prezent ele nu mai pot satisface necesitățile marilor concentrări ale industriei și populației.

Cîmpia de acumulare marină din zona Golfului Mexic conține pe teritoriul S.U.A. zăcăminte de țiței și de gaze naturale extrem de valoroase din punct de vedere economic. Țițeiul apare aici în *capcane stratigrafice (stratigraphic traps)* — strate sau lentile de nisip sau gresie permeabilă acoperite cu argile sau șisturi argiloase impermeabile. Un tip de capcană stratigrafică rezultată prin *efilare (pinch out)* este ilustrată în figura 32.9. Un orizont de gresie din succesiunea de strate a cîmpiei de șelf se subțiază la capătul dinspre uscat în formă de pană și dispare fie din lipsa altor depuneri, fie datorită eroziunii ulterioare care precede depunerea stratelor de vîrstă imediat mai tînără. Fiind acoperită la partea superioară cu strate impermeabile, pana de gresie formează o capcană pentru țițeiul care migrează în susul pantei. Figura 32.10 prezintă două zăcăminte de țiței de acest tip din zona coastei texane a Golfului Mexic.

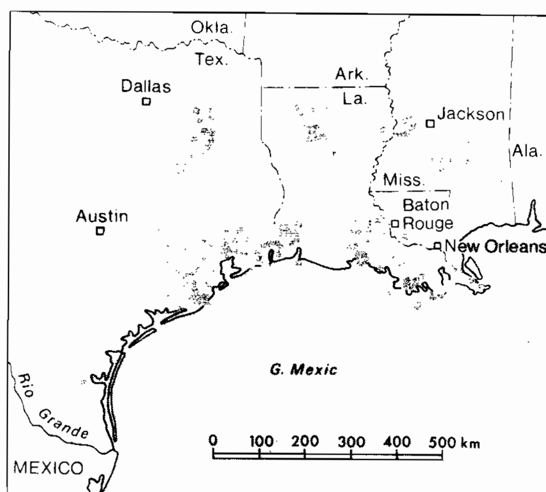


Fig. 32.12 Răspîndirea domurilor de sare în regiunea coastei Golfului Mexic (după K. K. Landes).

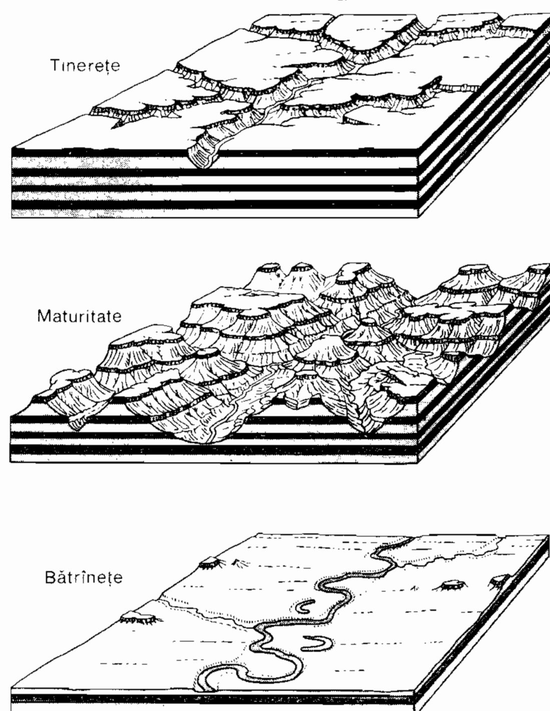


Fig. 32.13 Evoluția eroziunii în cadrul unor depozite sedimentare cu structură tabulară. Dezvoltarea abrupturilor este exagerată aici, fenomenul fiind tipic pentru clima aridă (după E. Raisz).

Un alt tip de zăcămînt petrolifer ce ia naștere în formațiunile cîmpiei de șelf și în alte regiuni cu acumulări groase de sedimente se întîlnește în regiunile cu *domuri salifere (salt domes, salt plugs)* (fig. 32.11). Corpuri ciudate alcătuite din mase de sare gemă dislocă rocile sedimentare de deasupra, probabil datorită unui fenomen de migrare plastică lentă de la nivelul formațiunilor groase de sare existente în stratele inferioare profunde ale cîmpiei *(diapirism)*. Stratele de sedimente străpunse sînt îndoite în sus și laminate la contactul cu sîmburele de sare, formînd capcane pentru țiței. Sîmburele de sare are, de regulă, un acoperiș de

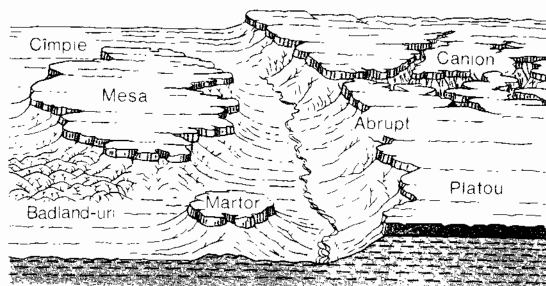


Fig. 32.14 În formațiunile sedimentare cu structură tabulară din climatul arid apare o succesiune specifică de forme structurale.

Fig. 32.15 Schiță panoramică executată de cunoscutul geolog și grafician W. H. Holmes în 1882, reprezentînd Marele Canion la gura rîului Toroweap. În această porțiune a canionului — rareori văzută de turiști — se remarcă o poliță structurală bine dezvoltată, numită « esplanadă » (după Dutton, *U.S. Geological Survey*).



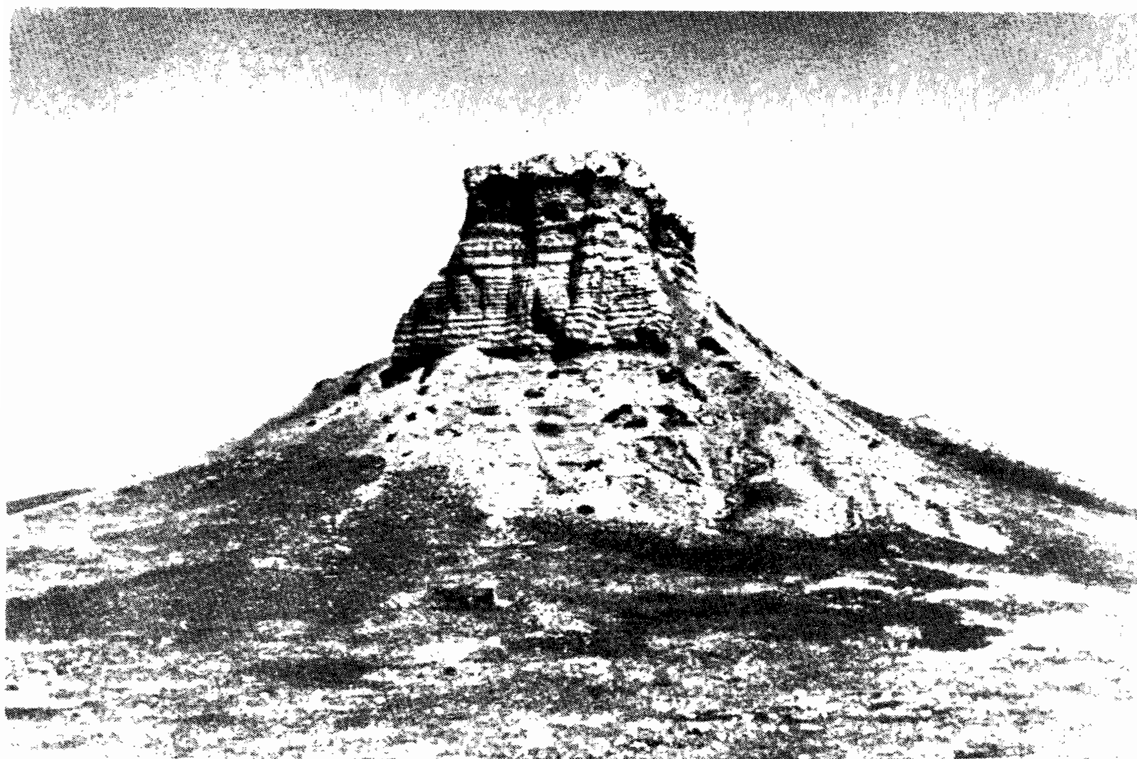


Fig. 32.16 Martor de eroziune format din gresii roșii orizontale cu un strat de gips la partea superioară, situat lîngă Cambria (statul Wyoming) (foto N. H. Darton, *U.S. Geological Survey*).

rocă calcaroasă situat pe o placă de gips și anhidrit. Țițeiul se acumulează în cavitățile calcarului. În figura 32.12 este înfățișată răspîndirea domurilor salifere pe coasta Golfului Mexic. Relieful generat de aceste domuri nu trebuie confundat cu domurile sedimentare pe care le vom discuta mai jos.

Alte zăcăminte de substanțe minerale de interes economic situate în regiunea cîmpiilor de șelf sînt cele care conțin *sulf* (Louisiana și Texas), *fosfați* (Florida), *lignit* (Alabama, Mississippi și Texas) și *argile*, folosite în ceramică, olărie și fabricarea cărămizilor (New Jersey, North Carolina, South Carolina).

Relief pe strate orizontale

Suprafețe considerabile ale scuturilor continentale sînt acoperite cu succesiuni groase de roci sedimentare, care odinioară, în trecutul geologic, s-au depus pe fundul unor mări interioare puțin adînci sau au luat naștere datorită materialului transportat de apele curgătoare care au clădit vaste cîmpii aluvionare. Formațiunile aparțin celor trei ere geologice postcambriene. În planșa 5 regiunile care apar desemnate prin litera *S* (cu cuvertură de roci sedimentare) se caracterizează în general printr-o structură tabulară. Prin mișcările de ridicare ale scoarței acestea au suferit doar ușoare deformări sau falieri, ele fiind în schimb supuse mai multor stadii de eroziune, după cum este ilustrat în blocdiagramele din figura 32.13.

În stadiul de tinerețe terenul este relativ neted, drenajul fiind asigurat de o rețea de rîuri consecvente, care urmărește panta lină a suprafeței topografice. Dacă relieful are de la început o altitudine mare, rîurile vor săpa curînd văi adînci, între care vor rămîne podișuri. În schimb, dacă regiunea este inițial puțin ridicată deasupra nivelului mării, nivelul de bază nu va permite rîurilor să-și sape albii adînci, situație în care nu se va putea dezvolta un relief viguros.

Atunci cînd eroziunea a cuprins întreaga suprafață a uscatului și relieful se caracterizează printr-un grad accentuat de fragmentare putem spune că s-a atins stadiul de maturitate. În continuarea ciclului de eroziune relieful pierde treptat din înălțime, iar pan-

tele tind să devină mai line. În stadiul de bătrînețe regiunea are aspectul unei cîmpii ondulate, cu lunci largi, netede, dezvoltate pe principalele rîuri. Acolo unde rocile mai dure nu au putut fi distruse, apar martori de eroziune — monadnock-urile.

Relieful ce se dezvoltă pe o structură orizontală, în cadrul căreia stratele rezistente, alternează cu cele mai puțin rezistente, apare ca un relief diferențiat (fig. 32.14). Orizonturile mai dure de gresii și calcare (acesta din urmă întîlnindu-se în general, în regiunile cu climă aridă) dau naștere la *abrupturi (cliffs)*. Orizonturile cele mai puțin rezistente, formate din argilă, marnă, șisturi argiloase, sînt mai ușor erodate de sub capetele de strat ale celor rezistente de deasupra, astfel încît se accentuează abrupturile, formîndu-se în schimb la baza lor versanți mai lini. În zonele cu climă aridă, unde vegetația este săracă, iar acțiunea apei de ploaie foarte eficace, apar forme de relief bine conturate. Ele formează o succesiune care poate fi descrisă astfel: abrupt — povîrniș — suprafață structurală. La baza abruptului, se găsește o porțiune de versant domol, care la rîndul lui își micșorează unghiul, formînd o mică suprafață structurală netedă, limitată către exterior de abruptul cu care începe succesiunea următoare a acestui relief etajat. Exemple pitorești oferă pereții marilor canioane ale platoului Colorado, în statele Colorado, Utah, Arizona și New Mexico (fig. 32.15).

În regiunile de podiș dezvoltate pe o structură orizontală, procesele de eroziune tind să desprindă strate succesive. Abrupturile, la partea superioară fiind săpate în roci dure, se retrag după planuri aproape perpendiculare, deoarece formațiunile slabe (argile sau șisturi argiloase) ce se află la baza lor sînt eliminate rapid prin acțiunea de eroziune diferențială a apelor curgătoare și a scurgerii puternice declanșate de ploile torențiale. Astfel subminată, roca situată în partea superioară a abruptului se desprinde frecvent de-a lungul unor linii de fisuri verticale. Atunci cînd abruptul se retrage în acest mod la o distanță considerabilă de canion, în urma lui rămîne o poliță lată, orizontală, care reprezintă de fapt suprafața expusă a stratului subiacent. Această poliță se numește *esplanadă* (fig. 32.15). Dacă întreaga regiune de podiș se formează prin îndepărtarea completă sau aproape completă a unei succesiuni de roci, rămînînd în urmă un platou dezvoltat pe suprafața unui strat de rocă dură, acest platou poartă numele de *platformă structurală (stripped surface, stratum plain)*.

În stadiile ulterioare de eroziune, în peisajul unei regiuni aride pot apărea forme noi, *mesa* (fig. 32.14) — dealuri sau munți tabulari flancați de abrupturi pe toate laturile, constituind martori ai unui strat odinioară întins de roci dure. Adesea aceste forme de relief sînt acoperite cu curgeri de lavă, care în general au o rezistență mai mare decît rocile sedimentare. Prin retragerea versanților, *mesa* își reduce întinderea, dar își menține suprafața plană și înălțimea. Înainte de dispariția sa totală, capătă aspectul unei mici înălțimi cu versanți abrupți, devenind un *martor de eroziune (butte)* (fig. 32.16).

În regiunile aride în condițiile în care lipsește stratul vegetal protector, șiroirea și eroziunea torențială atacă rocile puțin rezistente (argilă și șisturi argiloase). Ia naștere astfel un relief foarte accidentat, similar unui peisaj cu munți miniaturali. Regiunile de acest fel se numesc *badlands (pămînturi rele)* (fig. 32.14 și 32.17).

În regiunile cu climă umedă elementele descrise mai sus (succesiune de tip abrupt —

Fig. 32.17 Badland-urile de tipul celor din Petrified Forest National Monument (statul Arizona S.U.A.) seamănă cu peisajul muntos miniatural sculptat în formațiuni dezgolite de argilă (foto B. Mears jr.).



povîrniș — suprafață structurală, platforme structurale și martori de eroziune) apar sub o formă mult atenuată, datorită învelișului vegetal care protejează roca subiacentă, permițînd, în același timp, formarea unui strat de sol. Apar, totuși, unele linii de abrupturi, ca și dealuri și munți tabulari de tip mesa. Regiuni întinse din vestul statului Pennsylvania, din statele New York, Ohio, Virginia, Kentucky, Tennessee și Alabama prezintă structuri orizontale puternic fragmentate de eroziune. Munți bine împăduriți ocupă aici suprafețe întinse.

În regiunile în care relieful se dezvoltă pe structuri orizontale cu o fragmentare ajunsă la maturitate, rețeaua hidrografică realizează un *drenaj dendritic*, în cadrul căruia rîurile mai mici nu prezintă o orientare predominantă ca direcție (fig. 27.5). Această configurație a fost asemuită ramurilor unui măr. Rîurile principale prezintă, de obicei un anumit paralelism, întrucît ele au fost inițial consecvente. Rîurile mai mici, a căror configurație este dendritică, sînt la origine insecvente, ele fiind influențate în dezvoltarea lor de micile neregularități ale pantelor, de rezistența rocilor. Ca atare, sensurile ramificării sînt adesea întîmplătoare.

În afara regiunilor alcătuite din roci sedimentare, structuri tabulare apar și acolo unde s-au produs mari acumulări de lavă. În unele părți ale lumii, de pildă pe podișul Columbia (statele Washington și Oregon din S.U.A.) sau pe platoul Deccan din vestul Indiei, curgeri imense de lavă bazaltică foarte fluidă acopăr în prezent mii de kilometri pătrați, pe grosimi de cîteva mii de metri. Lava este interstratificată cu depuneri de nisipuri, pietrișuri și argile de proveniență fluviatilă sau lacustră, și cu mari cantități de cenușă și praf vulcanic. În cadrul acestei alternanțe de roci cu o rezistență deosebită la eroziune, vor apărea forme de relief foarte asemănătoare celor întîlnite în cazul depozitelor sedimentare.

Aspecte geografice în legătură cu structurile orizontale

Nu putem ajunge prea ușor la generalizări în privința folosirii regiunilor în care relieful se dezvoltă pe structuri tabulare, din cauza marilor diferențe morfologice existente aici. Pe suprafețele inițiale sau senile, unde relieful este asemănător celui de cîmpie, agricultura se poate dezvolta foarte bine. Cultura grîului constituie activitatea predominantă pe cîmpiile înalte din statele Kansas, Nebraska, Wyoming, Colorado, New Mexico și Texas. În aceste zone ne aflăm în stadiul inițial de eroziune și, în ciuda înălțimii de 900—1 500m, regiunea este traversată doar de cîteva rîuri principale.

Unele regiuni cu structură tabulară din interiorul S.U.A., cuprinzînd o mare parte din statele Illinois, Indiana, Missouri, Montana, Kansas și Iowa, prezintă o fragmentare evoluată, dar cuvertura glaciară ce le-a acoperit cîndva a atenuat denivelările, astfel încît pantele au devenit domoale, fiind intens cultivate. Acolo unde formele de relief sînt proeminente ca în zonele munților Allegheny și Cumberland, agricultura se limitează la cîteva mici porțiuni, cum sînt luncile rîurilor principale, în ciuda climei umede favorabile (fig. 32.18). În podișul Colorado unde se află celebrele canioane, densitatea populației este foarte redusă nu numai din cauza reliefului și aridității climei — condiții care nu sînt propice agriculturii — dar și pentru că accesul omului este practic imposibil datorită fragmentării accentuate a reliefului prin rețeaua de canioane cu pereți abrupți.

Ca și cîmpiile de șelf, regiunile dezvoltate pe structuri orizontale dispun de substanțe minerale utile — roci și minerale de valoare economică, asociate cu rocile sedimentare (sau cu lava). Piatra de construcție este un produs valoros. Astfel se exploatează calcarele de la Bedford (statul Indiana) și gresiile de la Berea (statul Ohio). Calcarul este folosit și pentru producția cimentului Portland sau ca fondant în metalurgie. Rocile sedimentare mai conțin zăcăminte importante de plumb, zinc și fier. De exemplu, minele de plumb și zinc din districtul Tristate (Missouri, Kansas și Oklahoma) se află în depozite calcaroase cu structură orizontală.

Dar cele mai importante resurse minerale localizate în formațiuni sedimentare sînt probabil cărbunele și țițeiul. Dacă structura inițială n-a suferit dislocări, cărbunele este de tip *bituminos*, fiind localizat în strate orizontale groase de la cîțiva centimetri pînă la cîțiva metri, pe suprafețe de sute de kilometri pătrați. Acolo unde relieful este pronunțat, orizonturile cu cărbuni pot apărea la suprafață pe versanții văilor, unde pot fi deschise guri de mină. Aceasta este metoda curent folosită în cazul zăcămintelor din vestul statului Pennsylvania, estul statului Ohio și din West Virginia. Dacă

stratul de cărbune nu este vizibil la suprafață, el poate fi atins prin săparea unor puțuri verticale, așa cum se procedează în cazul zăcămintelor din statul Illinois. Atunci cînd formațiunile cărbunoase sînt situate lîngă suprafață, exploatarea se face în carieră cu ajutorul unor utilaje puternice, care le decopertează.

Zăcămintele de țiței se găsesc cantonate în strate permeabile avînd în acoperiș orizonturi impermeabile (șisturi argiloase). Întrucît stratele nu sînt perfect orizontale (au mici deformări și chiar falieri), cît și datorită faptului că roca gazdă poate prezenta variații în ceea ce privește grosimea și litologia, apar numeroase structuri în care țițeiul formează acumulări. Capcanele stratigrafice, asemănătoare în principiu celor din zona cîmpiilor de șelf, constituie zăcăminte importante. Aceste capcane pot lua naștere și datorită falierii, prin decroșarea marginilor de strate (fig. 33.17).



Fig. 32.18 Văzut din avion, platoul Allegheny din statul West Virginia (S.U.A.), cu o fragmentare ajunsă la maturitate, apare bine împădurit. Relieful, înalt de 210—240 m, s-a dezvoltat aici pe șisturi argiloase devoniene (foto J. L. Rich, oferită de « Geographical Review »).

Peșterile din calcare

Rocile care au în compoziția lor carbonat de calciu și de magneziu sînt ușor dizolvate de soluțiile slabe de acid carbonic, ce se află în sol și în apele subterane. Apele subterane transportă carbonații dizolvați, formînd sisteme complicate de goluri subterane. Multe asemenea *peșteri*, prin dimensiunile și frumusețea lor, au devenit deja puncte de atracție turistică (Mammoth Cave, peșterile Carlsbad, Luray, Cave of the Winds etc.). Deși pot lua naștere și în formațiuni calcaroase cutate, faliate sau puternic înclinate, cel mai adesea ele apar, în S.U.A., în regiunile cu structuri tabulare, ceea ce explică abordarea lor în prezentul capitol.

Dezvoltarea unui sistem de peșteri este înfățișată în figura 32.19. Conform unei teorii larg răspîndite, pentru formarea peșterilor este necesară prezența unui pachet gros de calcare situat într-o regiune înaltă, drenată de văi adînci care să ofere diferențe de nivel. La început (stadiul *A*), calcarul apare compact, fiind acoperit de un strat de gresii. Regiunea este drenată de o rețea de ape de suprafață. Pe măsură ce rîul principal își sapă o albie din ce în ce mai adîncă, apele subterane care au început să circule prin fisurile calcarului gravitează către rîul principal, în malul căruia formează puncte de emergență (stadiul *B*). Cu trecerea timpului, fisurile se lărgesc și se adîncesc (stadiul *C*), iar la suprafața terenului încep să se contu-

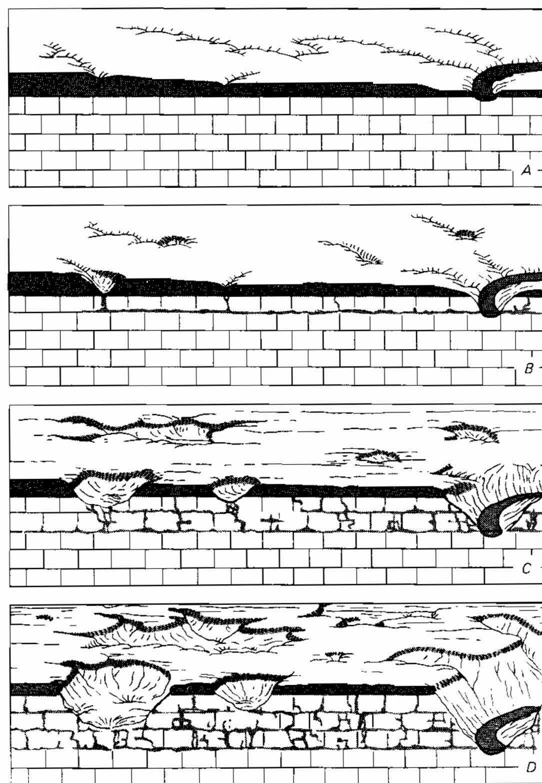


Fig. 32.19 Pe măsura dezvoltării sistemului de goluri subterane, apele curgătoare de suprafață se dirijează în subteran (după A. K. Lobeck).



Fig. 32.20 Strate orizontale de calcar aflorează pe pereții unei doline adînci din regiunea Kaibab, din nordul statului Arizona (S.U.A.). Datorită altitudinii (2 500 m), clima este umedă și răcoroasă, favorizînd dizolvarea calcarului (foto A. N. Strahler).

reze forme depresionare numite *doline (sink-holes)* (fig. 32.20). Acestea sînt de regulă umplute la partea superioară cu sfărîmături de roci și pătură de sol, prin care se infiltrează apa. Uneori datorită prăbușirilor care au loc în subteran dolinele se adîncesc, ocupînd suprafețe din ce în ce mai mari. În blocdiagrama *D* se poate observa tendința lor de lărgire, de a forma chiar aliniamente drenate de mici văi, în subteran sistemul de peșteri fiind deplin dezvoltat, cu numeroase orificii de trecere. La nivelul inferior al regiunii carstificate curg rîuri subterane, care debușează în rîul principal. Peșterile abandonate de la nivelurile superioare sînt în general uscate.

O altă teorie asupra formării peșterilor susține că eliminarea carbonaților se produce sub nivelul stratului freatic. Pe măsură ce apa înaintează lent pe traseele arătate în figura 25.30, materialul dizolvat ajunge în rîuri, fiind astfel eliminat. Această teorie, numită *teoria apei freatice*, ne ajută să înțelegem multe trăsături ale peșterilor care nu pot fi explicate conform primei ipoteze. O dată formate, peșterile rămîn deasupra nivelului freatic, întrucît rîurile continuă să se adîncească.

Depunerile (formațiunile) din peșteri sînt alcătuite din concrețiuni de carbonat de calciu sau gips formate după ce peștera s-a lărgit suficient și nu mai suferă un proces de dizolvare rapidă. Prelingerea lentă a apei din tavan este însoțită de evaporare, astfel încît mici cantități de carbonat de calciu rămîn pe loc, dînd naștere unor forme deosebit de frumoase (fig. 32.21). Țurțurii care atîrnă de tavan poartă denumirea de *stalactite* (*D*), iar coloanele ce se înalță de pe podea de *stalagmite* (*B*). Stalactitele și stalagmitele se unesc formînd *coloane*, iar șirurile de coloane pot constitui *pereți*. Apa se scurge peste blocurile de piatră presărate pe podeaua peșterii, formînd *gour*-urile *(travertin terraces)* (*D*).

Dacă ar fi să vorbim despre importanța geografică a peșterilor aceasta este multiplă. La începuturile existenței omului ele au servit drept adăpost. Morminte ale oamenilor primitivi, uneltele și desenele lor rupestre păstrate de milenii în diferite peșteri de pe glob sînt o dovadă grăitoare în acest sens.

Unele peșteri conțin depuneri prețioase de *guano* — excremente de păsări sau lilieci, bogate în azotați și folosite în industria îngrășămintelor și a explozivilor. În timpul războiului anglo-american din 1812 s-a fabricat praf de pușcă pe bază de guano.



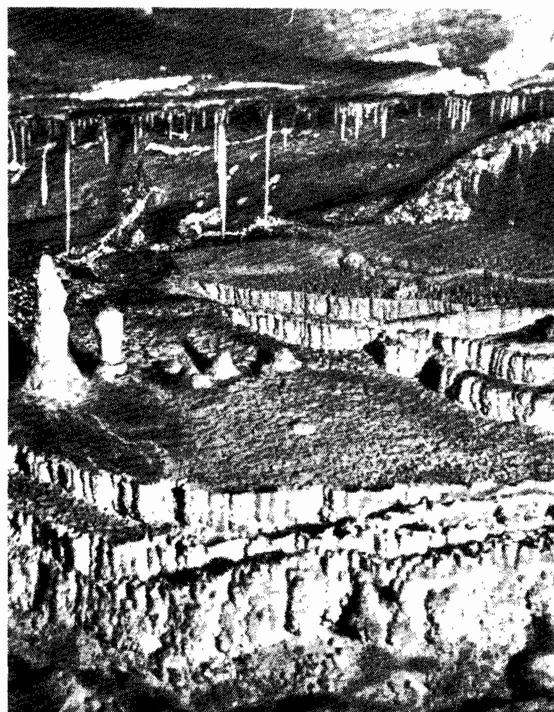
A, Intrarea în peșteră;



B, Stalagmită;



C, Draperii carstice;



D, Gour-uri.

Fig. 32.21 Peșterile Jenolan din New South Wales (Australia) conțin forme de precipitare dintre cele mai frumoase și mai tipice.

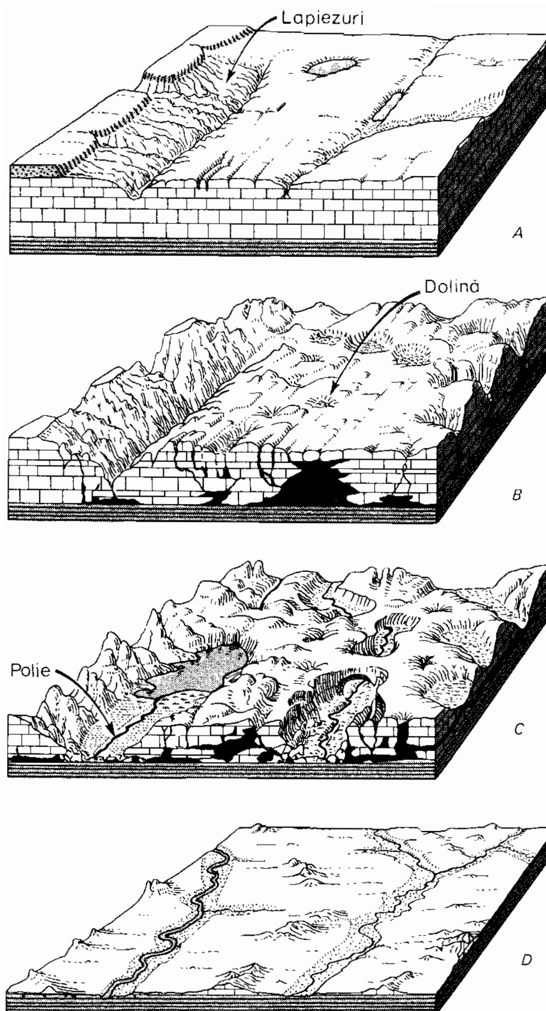


Fig. 32.22 În evoluția unui peisaj carstic poate fi distinsă o fază în care are loc fragmentarea reliefului și dezvoltarea golurilor subterane, urmată de reducerea generală a altitudinilor și de îndepărtarea rocilor calcaroase (desen de E. Raisz).

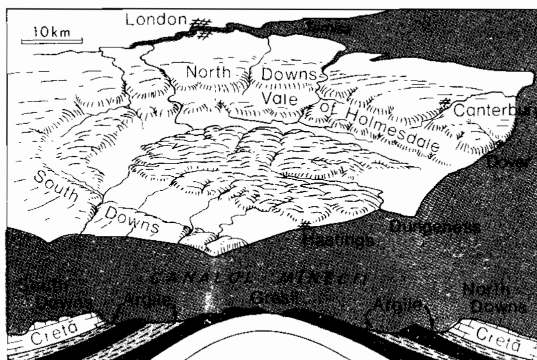


Fig. 32.23 Regiunea Weald din sud-estul Angliei este nn vast dom de depozite sedimentare, al cărui vîrf a fost îndepărtat prin eroziune (după A. K. Lobeck).

Mult mai recent, a fost exploatat un important zăcămînt de guano aflat într-o peșteră calcaroasă din peretele Marelui Canion al fluviului Colorado, materialul fiind transportat pînă la marginea canionului cu funicularele.

Peisajul carstic

Dacă dizolvarea calcarului a fost deosebit de intensă, peisajul format are multe trăsături caracteristice. Acest lucru se remarcă mai ales pe coasta Dalmației (Iugoslavia), de unde acest tip de relief este desemnat prin denumirea de *carst*. Termenul poate fi folosit astăzi pentru oricare regiune calcaroasă unde apar multe doline și unde rețeaua hidrografică superficială este captată în adîncuri. În figura 32.22 sînt înfățișate patru stadii caracteristice în dezvoltarea unui peisaj carstic. Acolo unde calcarul apare la suprafață, apele de șiroire formează *lapiezuri* (*A*) (fig. 24.15). Morfologia carstică este completată apoi de apariția unor forme depresionare, numite *doline* (*B*) (fig. 32.20). Pe alocuri acestea se unesc, formînd depresiuni deschise cu fund plat — *polii* (*C*). Pe suprafața unei polii se pot canaliza apele superficiale; în ceea ce privește solul acesta permite dezvoltarea agriculturii.

În cadrul acestei extrem de succinte prezentări a peisajului carstic cităm, în continuare, ca zone de carst sau asemănătoare acestora: Mammoth Cave din statul Kentucky (S.U.A.), ținutul Causses din Franța, peninsula Yucatan și unele regiuni din insulele Cuba și Puerto Rico.

Domuri și bazine

În multe regiuni de pe glob stratele de sedimente sînt deranjate din poziția lor inițială, alcătuind structuri în formă de domuri sau bazine, lungi de 160—325 km, în cadrul cărora înclinarea nu depășește 1—2° față de orizontală. Într-o fază mai avansată de eroziune, pe aceste structuri apare un relief de cueste concentrice. Un exemplu în acest sens îl formează domul Weald din sud-estul Angliei (fig. 32.23). Apare evident faptul că pe măsură ce porțiunea centrală a domului este erodată, structurile mai vechi apar la zi, înregistrîndu-se o retragere dinspre centru a stratelor. Astfel, cuestele au fruntea abruptă spre centrul domului și se retrag în raport cu acesta. Un exemplu în acest sens îl oferă Bazinul

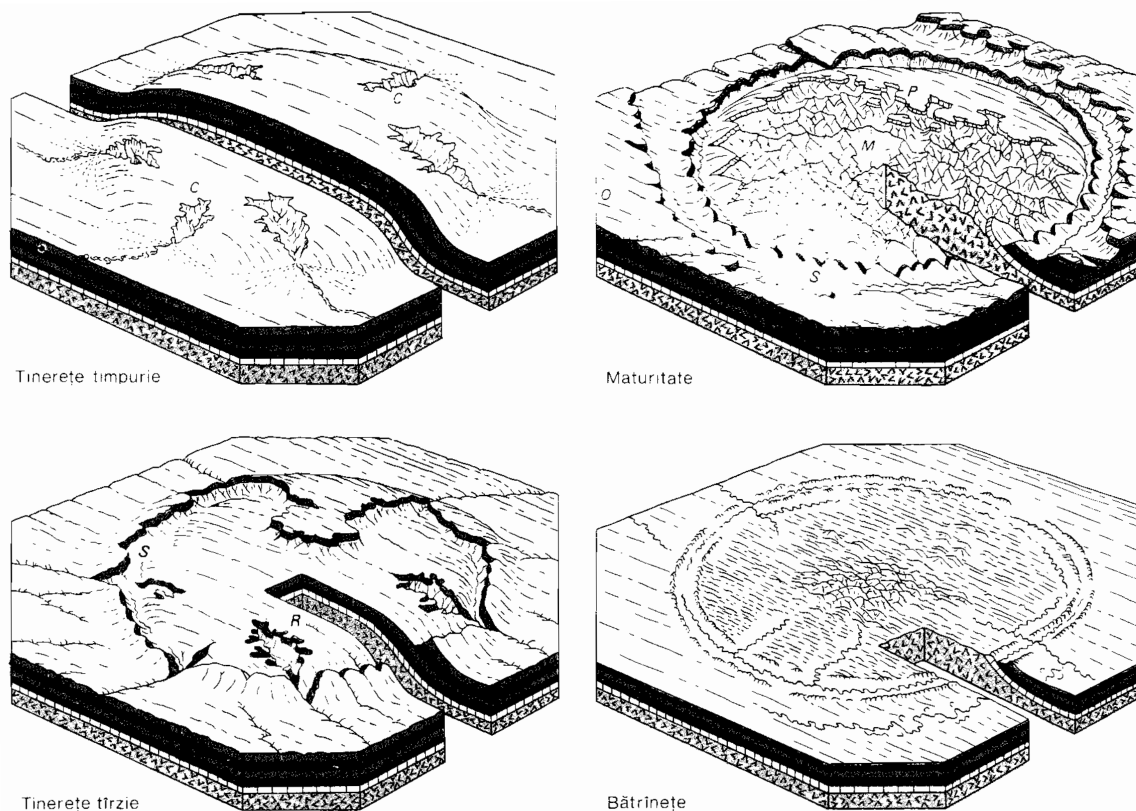


Fig. 32.24 Stadii în evoluția unui dom muntos.
C, **Curs consecvent;** *S*, **Curs subsecvent;** *F*, **« Flatiron »;** *P*, **Platou în centrul domului;** *M*, **Munți din roci cristaline;** *O*, **Strate orizontale în jurul domului;** *R*, **Curs resecvent.**



Fig. 32.25 Vedere din avion a regiunii drenate de Virgin River, care intersectează un hogback cu strate puternic înclinate în flancul unui anticlinal din sud-vestul statului Utah (S.U.A.) (foto Frank Jensen).

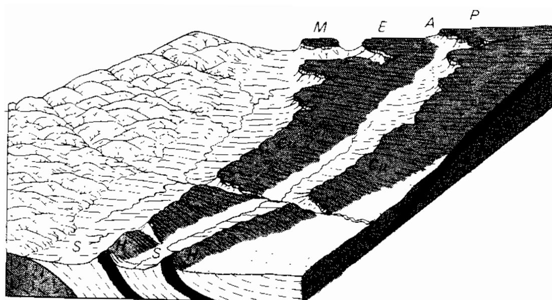


Fig. 32.26 Hogback-urile pot trece treptat în cueste, iar cuestele în platouri și suprafețe structurale, dacă înclinarea stratelor se micșorează dintr-un punct în altul. *S*, **Curs subsecvent;** *H*, **Creastă de hogback;** *Cu*, **Cuestă;** *M*, **Mesa;** *E*, **Esplanadă;** *A*, **Abrupt;** *P*, **Platou (după W. M. Davis).**



Fig. 32.27 Sistem de drenaj în regiunea unui dom intens sculptat de eroziune. Rețeaua hidrografică are atît aspect inelar cît și radial. Aceasta reprezintă o configurație în rețea concentrică.

parizian unde cuestele își au frunțile abrupte spre exteriorul bazinului și, pe măsură ce eroziunea avansează, se retrag către centrul acestuia. Domurile largi sînt desemnate prin litera *S (învelișuri sedimentare)* în planșa 5.

Domurile mai pot fi însă și înalte, cu versanți abrupți, deosebindu-se de tipul anterior, mai puțin proeminent, prin aceea că stratele de pe flancuri se înclină sub unghiuri de peste 25°. Aceste domuri formează dealuri sau munți proeminenți și, în stadiul de fragmentare înaintată a reliefului pot alcătui o masă de vîrfuri foarte accidentată. Pentru a distinge acest nou tip de dom el a fost numit ***dom muntos*** *(mountainous dome)*. Nu cunoaștem bazine cu dezvoltare comparabilă, întrucît, deși stratele pot fi puternic boltite datorită presiunii exercitate de roca intrusivă, nu există nici un mecanism geologic prin care stratele să poată fi atît de rapid îndepărtate.

În figura 32.24 sînt înfățișate stadiile prin care trece relieful de dom muntos supus eroziunii. În faza de tinerețe timpurie apare un sistem de drenaj radiar format din rîuri consecvente. Aceste rîuri se adîncesc în flancurile domului, ajungînd repede la stratele de rocă subiacentă. Pe măsură ce eroziunea progresează, stratele dure rămîn sub forma unor creste ascuțite, *hogback*-uri, care înconjură domul (fig. 32.25). Hogback-urile apar ca trăsături foarte izbitoare ale reliefului, ele rezultînd în urma eliminării rapide a învelișurilor slabe de argilă sau șisturi argiloase de pe ambele laturi (fig. 32.26). În stadiul de maturitate se dezvoltă o rețea concentrică de văi, în alternanță cu creste de hogback-uri. Văile, săpate în orizontul de roci friabile, sînt inițial subsecvente, formînd ulterior un sistem hidrografic concentric, inelar (fig. 32.27). Afluenții care vin de pe hogback-uri sînt resecvenți și obsecvenți, primii curgînd spre exterior, iar ceilalți spre interior.

Eroziunea domului poate avansa, în zona sa centrală fiind expuse roci din ce în ce mai vechi și mai din adînc. Dacă există condiții geologice favorabile, procesele de eroziune pot scoate cu timpul la iveală, în centrul domului, pînă și miezul de rocă eruptivă intruzivă, format din acel material care, fiind odinioară împins în sus, a generat domul. În acest caz roca eruptivă este mai tînără decît roca sedimentară a domului. Un tip de dom intruziv este *lacolitul* — o masă convexă de rocă eruptivă, cu fund plat, care a străpuns pachetul de strate de deasupra între care s-a intercalat, obligînd orizonturile superioare să se înalțe (fig. 32.28). În cazul altor domuri, miezul central este

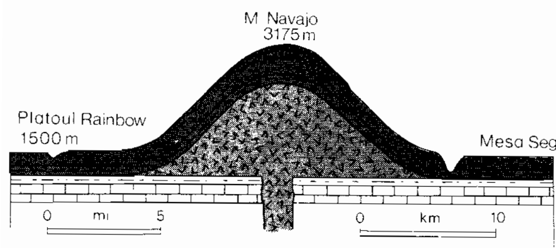


Fig. 32.28 Muntele Navajo (statul Utah, S.U.A.) este probabil un lacolit al cărui nucleu de rocă eruptivă se află încă sub depozitele sedimentare (după H. E. Gregory).

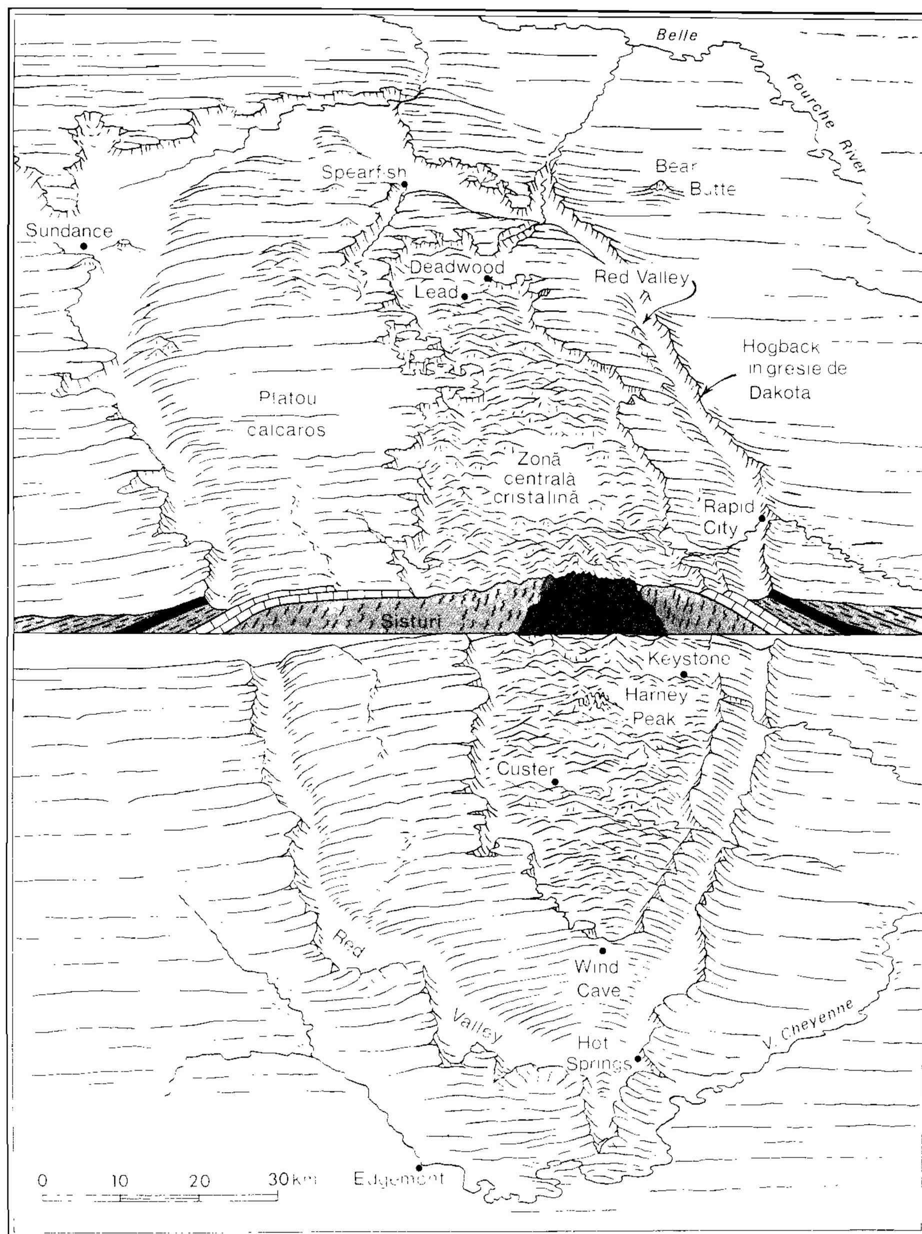


Fig. 32.29 Black Hills (S.U.A.) reprezintă un dom întins și aplatizat; eroziunea profundă a ajuns la sîmburele de roci cristaline.

din rocă străveche, de vîrstă mult mai înaintată decît rocile sedimentare, reprezentînd roca peste care s-au depus formațiunile ulterioare.

Ultimul strat de roci sedimentare, cel de la contactul cu roca cristalină care formează sîmburele central, rămîne atașat de corpul intruziv. Prin erodarea sa rămîn fragmente de obicei de formă triunghiulară, numite plastic *fiare de călcat (flatirons)*. Acestea formează de obicei capetele pintenilor muntoși, fiind despărțite de văi de tip canion (fig. 32.24).

Într-o fază ulterioară de evoluție, de bătrînețe, domurile sînt reduse la stadiul de peneplenă, unde hogback-urile se înscriu în relief ca lanțuri scunde de dealuri. În partea centrală pot exista cîteva monadnock-uri înălțate vizibil deasupra peneplenei.

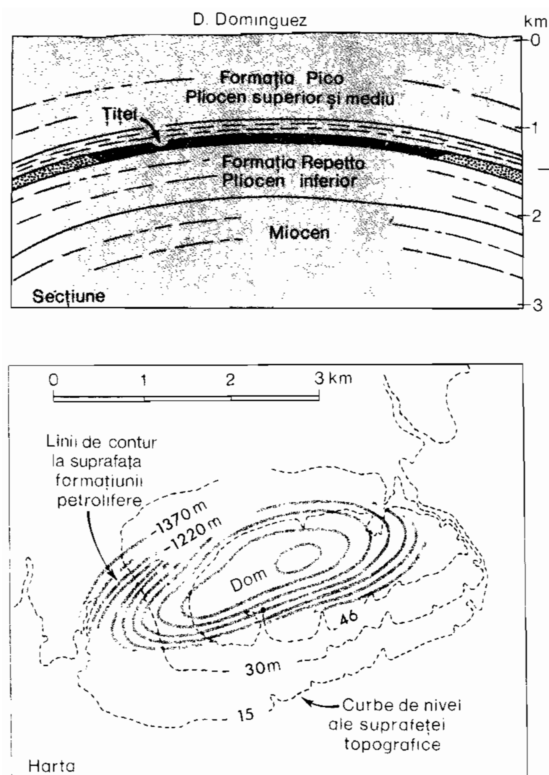


Fig. 32.30 Dominguez Hills — un dom scund aflat în primele stadii de eroziune — păstrează în adîncuri un valoros zăcămînt de țiței (după H. W. Hoots și ***U.S. Geological Survey*****).**

Aspecte geografice ale reliefului de domuri.

Pentru relieful de domuri (largi și scunde) ca și pentru cel de bazine, trăsăturile interesante, din punctul de vedere al geografiei umane și al celei economice în special, sînt în esență cele pe care le-am întîlnit în regiunea cîmpiilor de șelf, sau în regiunile cu structuri tabulare. Domurile muntoase prezintă, în schimb, unele trăsături specifice, ilustrate de marele dom Black Hills din estul statului Wyoming și vestul statului South Dakota (fig. 32.29).

Văile subsecvente inelare care înconjură domul formează minunate amplasamente pentru șosele și căi ferate. În mod firesc, în asemenea văi au și apărut numeroase orașe. În regiunea domului Black Hills o vale de acest tip este Red Valley — care dă ocol împrejurul întregului dom, fiind numit din cauza formei sale „pista de alergări" (Race Track). O formațiune de șisturi argiloase ușor erodabile a permis adîncirea acestei văi. În regiunea drenată de Red Valley au apărut numeroase orașe cum ar fi: Rapid City, Spearfish, Sturgis. Pe latura exterioară a ansamblului apare un hogback înalt de gresie de tip Dakota, numit Hogback Ridge, care se înalță la 120—150 m deasupra nivelului văii. Spre marginile domului stratele sînt mai puțin înclinate, alcătuind o succesiune de cueste. În regiunea de cîmpie înconjurătoare există condiții de alimentare cu apă arteziană.

Porțiunea central-răsăriteană a domului Black Hills este formată dintr-un miez de roci intruzive și metamorfice care se înscrie în peisaj printr-un relief muntos. Munții sînt bogat împăduriți, iar văile ce-i străbat constituie minunate parcuri deschise, ceea ce face ca regiunea să fie o importantă zonă turistică estivală. Cel mai înalt punct al acestei zone centrale îl formează Harney Peak (2 207 m). În partea nordică a sîmburelui central, aproape de localitățile Lead și Deadwood, au fost puse în evidență prețioase zăcăminte de minereu. La Lead este situată renumita mină Homestake, una dintre cele mai productive mine de aur de pe glob. În partea sudică a zonei cristaline centrale, la Pannington, este mina Etta, cunoscută pentru enormele ei cristale pegmatitice de spodumen — un mineral de litiu. Toate acestea țin să ilustreze principiul că în regiunea sîmburelui interior al domurilor există posibilitatea localizării de bogate zăcăminte de substanțe minerale.

În zona central-vestică a domului Black Hills se află un platou calcaros, adînc sfîrtecat de ape. Domul original apare turtit la partea superioară. El este rezultatul îndepărtării progresive a depozitelor sedimentare pînă la nivelul calcarului, care dă reliefului aspectul unui platou.

Vorbind despre importanța economică a reliefului de domuri nu putem să nu menționăm importantele acumulări de țiței și de gaze naturale, existente în cadrul acestui tip de relief. În regiunea Munților Stîncoși, de pildă, domurile constituie importante surse de petrol — de exemplu, domul Rock Springs și domul Teapot din statul Wyoming. Țițeiul tinde să se acumuleze în stratele boltite de gresie, peste care se află șisturi argiloase impermeabile. Un exemplu de dom foarte scund, aflat în stadiul inițial de evoluție și care este o importantă sursă de țiței îl găsim în regiunea Dominguez Hills din bazinul Los Angeles (fig. 32.30).

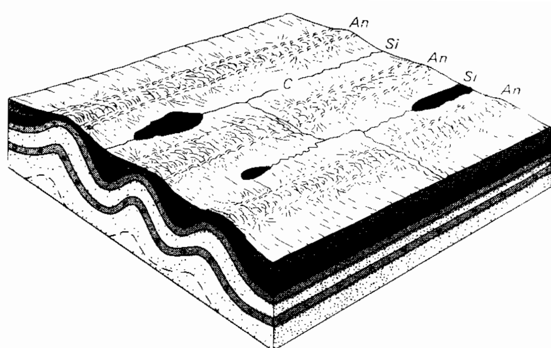
Capitolul 33
Cute, falii și munți-bloc

SISTEMUL CUTĂRILOR ALPINE, care a început în perioada jurasică, ca și resturile orogenezei caledoniene, mai vechi, pot fi identificate în multe locuri pe glob. Zonele orogenice amintite sînt indicate prin simbolurile *A* și respectiv *C* în planșa 5 (horstext). Influența structurilor cutate asupra formelor de relief se vede foarte bine în cazul resturilor cutărilor caledoniene, care formează astăzi un relief de munți tociți.

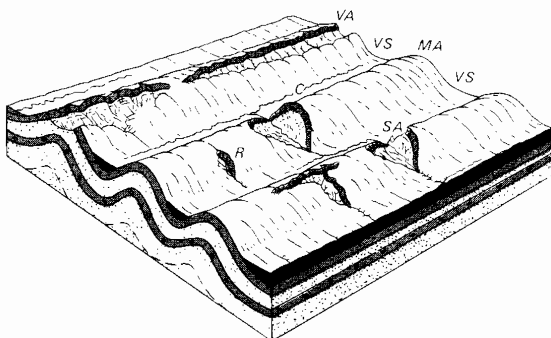
Regiuni întregi alcătuite din depozite sedimentare, care au fost comprimate în timpul mișcărilor orogenice în serii de cute paralele cu aspect de valuri, trec prin mai multe stadii de modelare subaeriană ilustrate în figura 33.1. Văi cu caracter consecvent drenează flancurile cutelor, unindu-se cu alte cursuri de apă mai mari, care drenează depresiunile dintre ele. În terminologia geologică o cută cu zona axială concavă se numește *sinclinal (syncline)*, iar una cu zona axială boltită *anticlinal (anticline)* (blocdiagrama *A*). Pentru a reține acești termeni este util să cunoaștem că rădăcina *clino* înseamnă „a se înclina", iar prefixul *sin* înseamnă „împreună". Un sinclinal este prin urmare o formă structurală caracterizată prin strate cu aspect concav care coboară spre zona axială. *Anti* însemnînd „contra", indică faptul că într-un anticlinal stratele se îndepărtează de axul central. În primele stadii ale cutării, anticlinalele coincid cu relieful muntos, iar sinclinalele corespund cu formele negative de relief.

În figura 33.1, *A*, care reprezintă o structură cutată la sfîrșitul unei perioade orogenice, se poate observa cum în sinclinale are loc deja acumularea materialului erodat din zonele de anticlinal adiacente. După încetarea cutării, stratele superficiale formate din depozite moi, neconsolidate, sînt îndepărtate de eroziune și treptat, așa cum se vede în blocdiagrama *B*, ajunge la suprafață un strat dur de gresie bine cimentată, care reflectă amplitudinea maximă a cutării. În acest stadiu sinclinalele coincid cu *văile sinclinale*, iar anticlinalele cu *culmile anticlinale*.

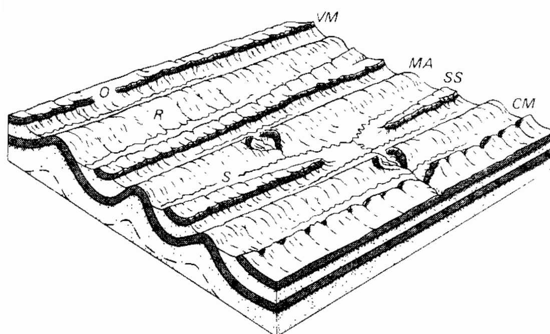
Torenții care drenează flancurile anticlinalelor se adîncesc pînă la roca subiacentă și ravinarea atinge curînd creasta anticlinalului. de-a lungul căreia ia naștere o vale lungă și îngustă (blocdiagrama *B*), cu caracter subsecvent. Deoarece este instalată în partea axială a unui anticlinal, această vale poartă denumirea de *vale anticlinală*. Prin



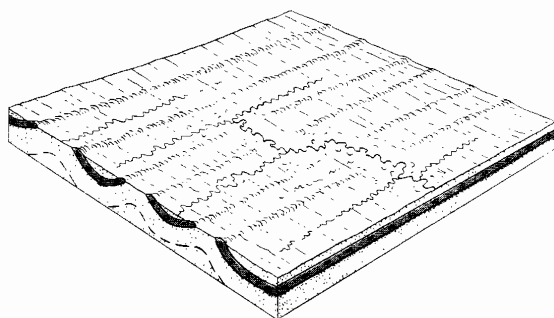
A, **Atîta timp cît cutarea mai este activă, anticlinalele sînt atacate de eroziune, iar în sinclinale are loc un proces de acumulare. Relieful nu prezintă diferenţe de nivel (*An*, Anticlinal; *Si*, Sinclinal; *C*, Curs consecvent; *L*, Lac).**



B, **La mult timp după terminarea cutării, eroziunea atinge un orizont foarte rezistent de gresie sau cuarţit (*VA*, Vale anticlinală; *VS*, Vale sinclinală. *C*, Curs consecvent; *MA*, Culme anticlinală; *SA*, Străpungere anticlinală; *R*, Curs resecvent).**



C, **Eroziunea continuă elimină parţial formaţiunea rezistentă, exhumînd însă o alta de sub ea (*SS*, Sinclinal suspendat; *CM*, Culme monoclinală; *VM*, Vale monoclinală; *O*, Curs obsecvent; *S*, Curs subsecvent).**



D, **În stadiul de peneplenă, zona cutată prezintă un relief coborît; se mai observă crestele de rocă dură.**

Fig. 33.1 Fazele de evoluţie a eroziunii unui relief dezvoltat pe structură cutată.

alungirea cursului său, prin adîncirea albiei și lățirea acesteia deopotrivă, valea anticlinală ajunge prin ceea ce se numește *butonieră* să înlocuiască culmea anticlinală inițială. Se produce astfel ceea ce numim o *inversiune de relief*. Valea sinclinală, care inițial conținea principalul curs de apă, se îngustează acum între cele două văi anticlinale ce se dezvoltă pe ambele laturi. Mai mult, văile anticlinale se adîncesc mai rapid, deoarece sînt săpate în sîmburele de rocă ușor de erodat, astfel încît pînă la urmă sinclinalul devine o formă pozitivă, o culme sinclinală (stadiul *C*). În acest stadiu — stadiul de maturitate a reliefului dezvoltat pe structură cutată — morfologia inițială este complet răsturnată. Drenajul are o configurație foarte asemănătoare configurației drenajului unei cîmpii de șelf mature, deosebindu-se doar prin faptul că principalele rîuri subsecvente curg la distanțe mai mici unele de altele, iar afluenții obsecvenți și resecvenți sînt mai scurți (fig. 33.2).

În cadrul unei zone cutate, un rîu principal poate realiza în diferite locuri o străpungere, săpîndu-și chei înguste, *clisuri (watergaps)*. Asemenea rîuri au existat probabil și înaintea cutării, adîncirea albiilor pe același traseu continuînd și în timpul acestui proces. Aceste văi poartă numele de *văi antecedente*. În figura 23.12, *B* sînt prezentate cîteva rîuri de acest fel ce se adîncesc progresiv pe măsura înălțării scoarței terestre în timpul orogenezei appalașiene care a avut loc în permian.

Pe măsură ce eroziunea reliefului dezvoltat pe structură cutată avansează, se produc și schimbări continue în forma și poziția diverselor tipuri de culmi și văi. După inversiunea de relief ilustrată în figura 33.1, *C*, relieful pozitiv din cadrul sinclinalelor dispare complet prin eroziune. În acest timp, în centrul văilor anticlinale apar culmi noi, în urma dezvelirii stratelor mai vechi, rezistente, care s-au cutat odată cu celelalte, dar care anterior se aflau sub nivelul general al suprafeței terenului. Aceste creste noi, pe care le putem considera drept *culmi anticlinale* de a doua generație, cîștigă în înălțime pe măsură ce roca friabilă din jur este îndepărtată. Cu timpul, aceste culmi ca și anticlinalele de odinioară sînt fragmentate de rîuri și, în cele din urmă, transformate în văi anticlinale. Astfel se produce o nouă inversiune în relief, stratele dure de gresii rămînînd sub forma unor creste înguste, separate prin văi lungi paralele. Dacă stratele ce alcătuiesc

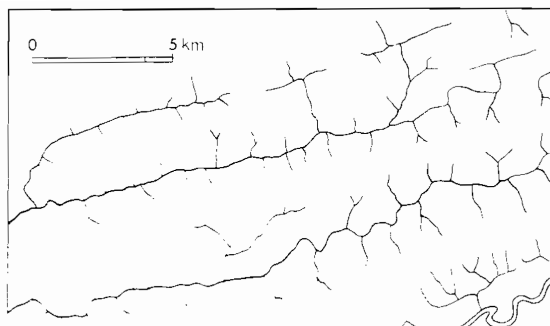


Fig. 33.2 Sistem de drenaj rectangular dezvoltat pe o structură cutată. Imaginea seamănă cu cea din fig. 32.4, dar perechile de afluenți opuși sînt mai scurte și de lungimi asemănătoare față de situația de pe relieful de cuestă.

culmea înclină într-o singură direcție, formînd un flanc de anticlinal sau sinclinal, creasta respectivă se numește *culme monoclinală (homoclinală)* (stadiul *C*). În mod similar, o vale săpată în calcar sau șisturi argiloase slabe și ale cărei strate înclină într-o singură direcție poartă numele de *vale monoclinală (homoclinală)*.

În rezumat, relieful matur dezvoltat în cadrul unei litologii care prezintă strate cu o rezistență diferită la eroziune poate fi caracterizat prin prezența a trei tipuri de culmi: anticlinale, sinclinale și monoclinale cu văile corespunzătoare.

În final, brîul de cute este redus la stadiul de peneplenă (fig. 33,1, *D*), dar chiar și acum culmile se mențin sub forma unor șiruri de dealuri scunde, iar cursurile păstrează configurația unui drenaj reticular.

Culmi în zigzag și cute plonjante

Cutele prezentate în figura 33.1 sînt continue și cu creste uniforme, formînd culmi orientate aproximativ paralel și extinse pe

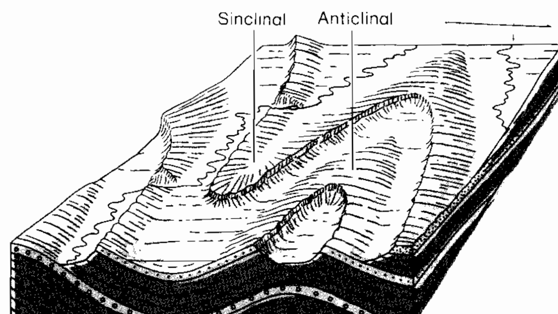


Fig. 33.3 Cutele plonjante generează în stadiul de maturitate un relief de culmi în zigzag.

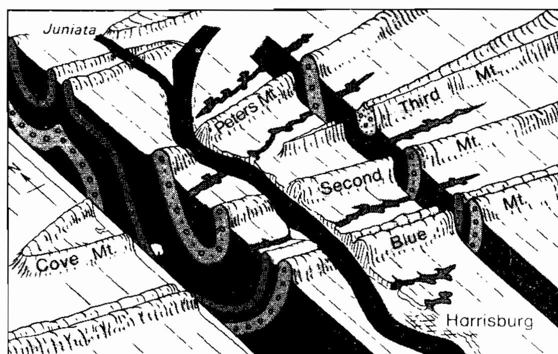


Fig. 33.4 O mare cută sinclinală cu trei orizonturi de roci rezistente formate din cuarțite și conglomerate, alternînd cu strate groase de șisturi argiloase care au fost erodate, se înscrie în relief printr-o serie de creste înalte, în care rîul Susquehanna a tăiat clisuri (după A. K. Lobeck).

mari distanțe. Există însă regiuni unde în linia crestelor apar denivelări. Ajunsă într-o fază înaintată de evoluție a reliefului culmea oferă un profil în zigzag (fig. 33.3).

Aspectul reliefului generat de un sinclinal a cărui formă depresionară plonjează diferă de cel al unui anticlinal, care plonjează în aceeași direcție, în stadiul cînd ambele sînt adînc fragmentate de eroziune. Figura 33.3 ne ajută să comparăm cele două forme. *Sinclinalul plonjant (plunging)* este reprezentat printr-o culme cu creasta ușor concavă și cu abrupturi pronunțate. În sensul de plonjare, de-a lungul axului cutei, concavitatea crește, după care culmea se divide în două culmi monoclinale divergente. Anticlinalul plonjant este reprezentat printr-o culme îndreptată în sens opus celui al muntelui sinclinal plonjant. Capătul lui este rotunjit și coboară treptat în sensul plonjării pînă la nivelul văii. În direcția opusă, muntele se desface în două culmi monoclinale, între care se află o vale mărginită de abrupturi (fig. 33.3). Capătul văii, unde linia abrupturilor cotește, răsucindu-se, se numește *vîlcea anticlinală (anticlinal cove)*. Comparînd cele două forme în discuție, observăm că fața abruptului este îndreptată spre exterior la un sinclinal plonjant și spre interior la un anticlinal plonjant.

Aspecte geografice ale regiunilor cutate

Unele aspecte de geografie umană și economică ale regiunilor cu structură cutată, cu relief puternic fragmentat sînt ilustrate de zona appalașiană din partea sudică și centrală sau răsăriteană a statului Pennsylvania (fig. 33.4). Culmile formate din gresii și conglomerate dure se înalță semeț pînă la 150—600 m deasupra unor depresiuni largi care au luat naștere pe roci calcaroase sau pe șisturi argiloase puțin rezistente la eroziune. Principalele șosele s-au construit de-a lungul văilor făcînd legătura dintre ele prin zonele de străpungere anticlinală. În apropierea acestor zone de străpungere s-au înălțat orașe mari, ca de pildă Harrisburg, situat acolo unde rîul Susquehanna iese dintr-un sector de chei în masivele Blue Mountain, Second Mountain și Peters, S.U.A. (fig. 33.4). Dacă zona de străpungere a anticlinalului nu oferă amplasamente convenabile, drumul va trebui să treacă peste linia de creastă. Regiunile de culme se prezintă bine împădurite, iar cele de vale constituie zone agricole importante.

În multe regiuni cu structură cutată (cum ar fi, de exemplu, în munții Appalași din statul Pennsylvania), antracitul reprezintă o însemnată resursă minerală (fig. 33.6). Acest cărbune apare ca rezultat al unor procese complexe de cutare și comprimare. Eroziunea intensă a dus la îndepărtarea orizonturilor cu cărbune, cu excepția zăcămintelor situate în partea centrală a sinclinalelor. Aceste zăcăminte sînt puternic înclinate, galeriile minelor fiind nevoite să pătrundă adînc în pămînt pentru a atinge cărbunele aflat la baza sinclinalelor. Acolo unde acesta se află aproape de suprafață exploatarea se face în cariere.

Cutele anticlinale largi și domoale pot constitui capcane importante pentru acumulări de zăcăminte de țiței. Principiul este același ca și în cazul domurilor joase din regiuni cu formațiuni sedimentare (fig. 32.30). Țițeiul migrează prin stratele permeabile de gresii către creasta anticlinalului, unde este blocat de un strat argilos impermeabil. Numeroase zăcăminte de țiței și gaze naturale din vestul statului Pennsylvania — unde există exploatări de petrol — se află în anticlinale joase.

Aceleași presiuni care au condus la cutarea stratelor au contribuit la transformarea șisturilor argiloase în ardezii, roci de o considerabilă valoare economică. Carierele de ardezie din statul Pennsylvania sînt localizate la baza unei mari culmi de gresii. Calcarul, folosit în producția cimentului Portland, este exploatat acolo unde stratele puternic înclinate apar la suprafață.

Regiunile cu structură cutată nu oferă pretutindeni condiții de dezvoltare a agri-



Fig. 33.5 Culmi înguste şi paralele, cu creste ascuţite, se succed pe o mare întindere în regiunea cutată a Munţilor Appalaşi, lîngă Warm Springs (statul Virginia, S.U.A.) (foto *Litton Industries*).

culturii ca cele de pe văile din zona appalaşiană (Pennsylvania). În statele Maryland, West Virginia şi Virginia, fîşiile muntoase sînt puternic accidentate, făcîndu-le greu accesibile, de unde o slabă densitate a populaţiei (fig 33.5).

Munţii Ouachita din statul Arkansas şi munţii Jura din zona Alpilor francezi şi elveţieni formează alte exemple de regiuni cu structură cutată (fig 33.7). De pildă, Munţii Jura sînt formaţi aproape în întregime din culmi calcaroase anticlinale. Şi în nordul Africii, mai ales în Tunisia şi Algeria, ca şi în Republica Sud-Africană, la nord de Capetown, relieful dezvoltat pe structură cutată este bine reprezentat.

Falii şi munţi-bloc

O *falie (fault)* este o dislocaţie care apare în partea superioară a scoarţei terestre, sub acţiunea unor solicitări inegale. Procesul de faliere este însoţit de o decroşare de-a lungul

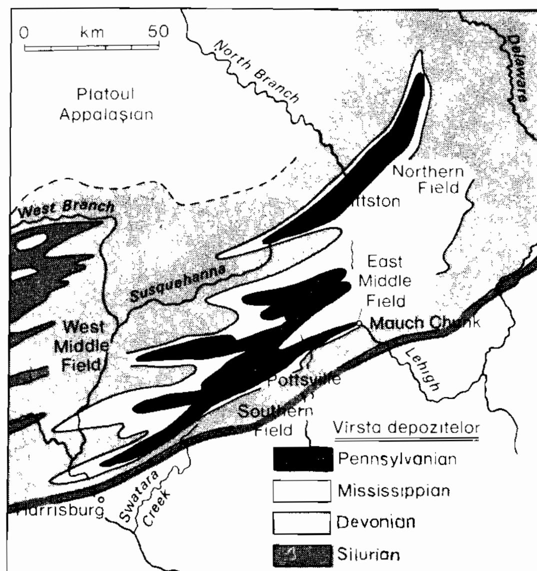


Fig. 33.6 Bazinele de antracit din centrul statului Pennsylvania (S.U.A.) corespund ariilor de dezvoltare a stratelor de vîrstă pennsylvaniană, respectiv părţilor joase ale unor lungi cuvete sinclinale.

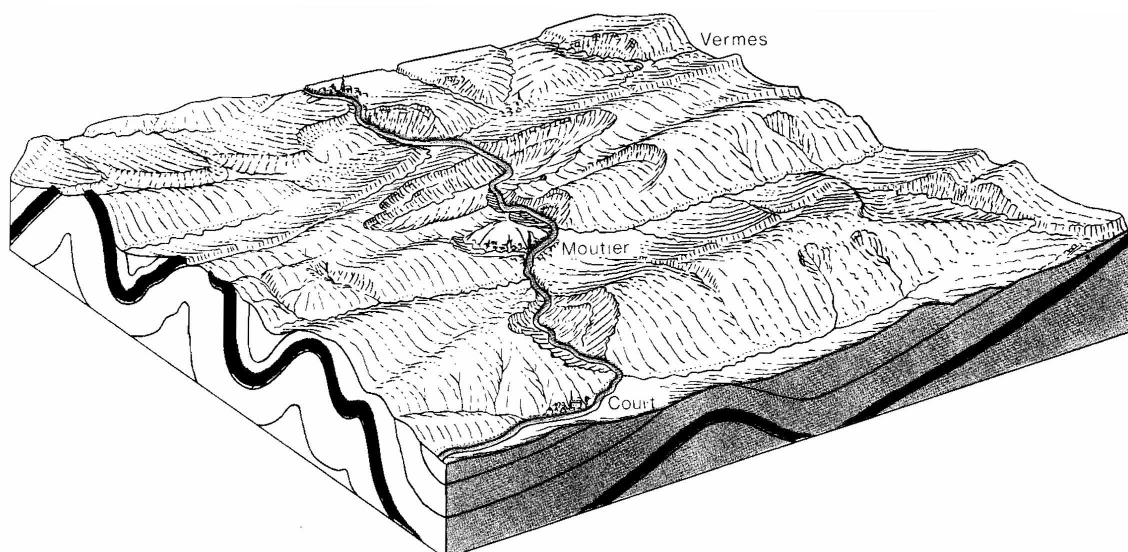


Fig. 33.7 Munții Jura din Franța și Elveția — un lanț de culmi prelungi situat la nord-vest de Alpi — sînt formați dintr-o serie de calcare cutate. Aproape toate interfluviile sînt înscrise pe anticlinale. Rîurile au tăiat aici clisuri adînci (desen de E. Raisz).

planului de ruptură. Faliile au adesea o mare extindere pe orizontală, astfel încît *linia faliei (fault line)* poate fi uneori urmărită în teren pe distanțe de cîteva zeci de kilometri. Nu știm prea bine ce se întîmplă cu faliile în adîncime, dar, după toate probabilitățile, ele se prelungesc pe verticală pînă la adîncimi de cîteva mii de metri.

Fenomenul este însoțit de deplasări bruște ale compartimentelor solicitate, ceea ce generează *cutremure (earthquakes)* — mișcări ondulatorii ale scoarței, care se propagă din zona de maximă intensitate a mișcării. O mișcare de faliere poate duce la deplasări pe distanțe cuprinse între 2,5 cm și 8—15 m. Mișcările succesive pot fi despărțite prin intervale de zeci sau chiar sute de ani, totalizînd însă deplasări de sute sau mii de metri. Acest lucru poate fi dedus din faptul că stratele de rocă sedimentară pre-

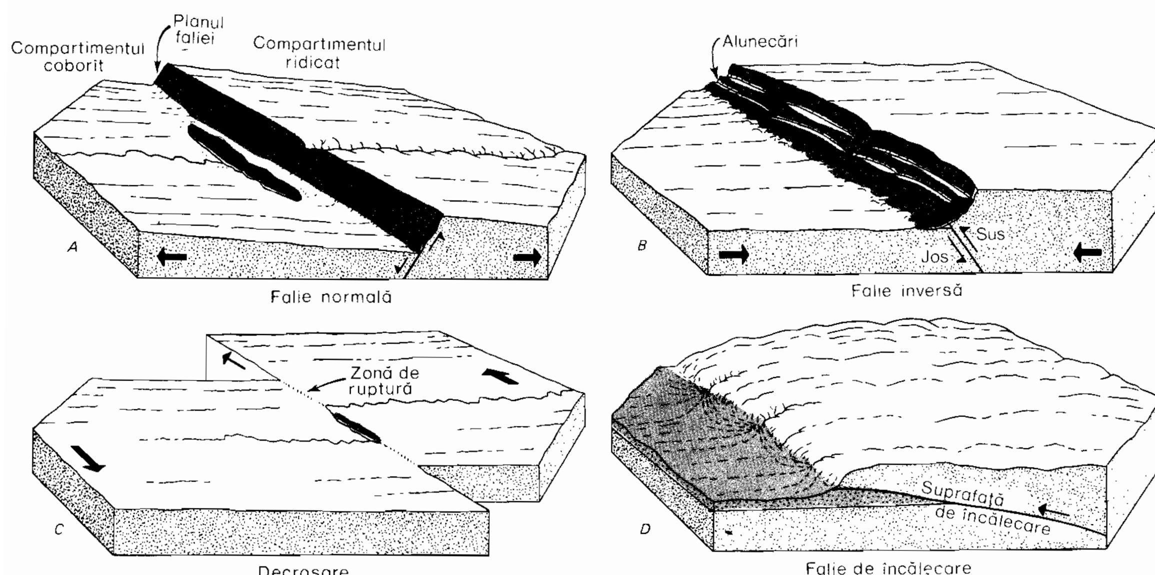


Fig. 33.8 Patru tipuri de falii și modul în care acestea se reflectă în morfologie.

zintă un decalaj pe flancurile opuse ale unei falii, permiţîndu-ne astfel să măsurăm cu precizie mărimea amplitudinii.

După aspectul şi direcţia deplasării relative se deosebesc mai multe tipuri de falii (fig. 33.8). O *falie normală (normal fault)* are un plan de falie puternic înclinat sau aproape vertical. Mişcarea predominantă se face pe verticală, astfel încît un compartiment rămîne ridicat în raport cu celălalt care este coborît. Faliile normale generează *trepte* sau *taluzuri* de *falie (fault scarps)* puternice, a căror înălţime evidenţiază mărimea aproximativă a elementului vertical al deplasării (fig. 33.9). Înălţimea acestor trepte variază de la cîţiva metri la cîteva sute de metri, iar lungimea lor se măsoară în kilometri, atingînd adesea valori de 160—320 km. Falierea normală este o expresie a tensiunilor din scoarţa superficială a Pămîntului. Din punct de vedere geometric alunecarea s-a produs pe o suprafaţă înclinată de tipul prezentat în figura 33.8, *A*, urmată de distanţarea unor puncte situate pe flancurile opuse ale faliei.

În cazul unei *falii inverse (reverse fault)*, înclinarea planului de falie este astfel încît un compartiment se înalţă deasupra celuilalt, producîndu-se astfel o reducere a suprafeţei terenului (fig. 33.8, *B*). Faliile inverse generează taluzuri similare celor produse de faliile normale, dar posibilitatea alunecărilor de teren este mai mare din cauza tendinţei de formare a unui taluz suspendat.

Faliile cu decroşare pe orizontală (strike-slip faults) au ca trăsătură caracteristică faptul că mişcarea se produce de regulă pe orizontală (fig. 33.8, *C*). Ca atare, nu se formează nici un taluz, sau cel mult unul foarte redus. La suprafaţă nu se poate distinge decît o linie subţire, care poate fi urmărită de rîuri pe distanţe scurte (fig. 33.18). Uneori acest aliniament este marcat printr-un şanţ îngust *(rift)*.

Faliile de încălecare (overthrust faults) (fig. 33.8,*D*) sînt de asemenea caracterizate printr-o deplasare orizontală, dar aici planul faliei se află în poziţie orizontală, iar unul dintre compartimentele afectate de falii se înalţă faţă de relieful înconjurător. Un asemenea compartiment poate fi gros de cîteva sute sau mii de metri şi lat de 40—80 km. Acest tip de falie este asociat de obicei cu o puternică comprimare a scoarţei terestre, în cadrul căreia se produce o cutare intensă; el apare în cadrul brîurilor orogenetice alpin şi caledonian (*A* şi *C* în planşa 5). Taluzul rezultat dintr-o încălecare sub un



Fig. 33.9 Formarea acestui proaspăt taluz de falie în material aluvionar este urmarea cutremurului din zona lacului Hebgen (17 august 1959) în comitatul Gallatin (statul Montana, S.U.A.). Denivelarea a atins 6 m în punctul maxim. Vehiculul se află pe flancul ridicat al faliei (foto J. G. Stacy, *U.S. Geological Survey).*

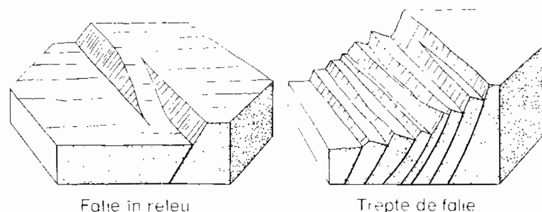


Fig. 33.10 Faliile normale sînt adesea complicate de apariţia releelor şi a treptelor.

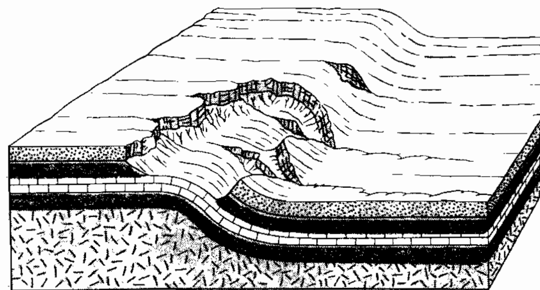


Fig. 33.11 Flexură monoclinală ce seamănă cu o falie normală; stratele sînt însă aici îndoite şi nu fracturate.

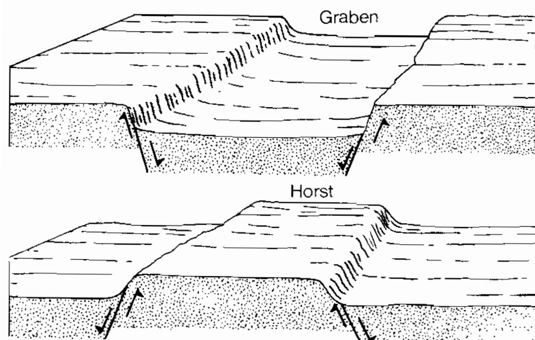


Fig. 33.12 Grabenul și horstul sînt blocuri coborîte și, respectiv, înălțate de-a lungul unor linii de falii.

unghi mic nu este drept și neted, ca la faliile normale și inverse, ci prezintă neregularități în plan.

Faliile normale nu apar totdeauna ca fracturi simple, clare. Falierea se poate produce astfel încît unul dintre capetele faliei să fie suprapus peste capătul altei falii (fig. 33.10). Între cele două capete suprapuse se formează o rampă înclinată. Este vorba în acest caz

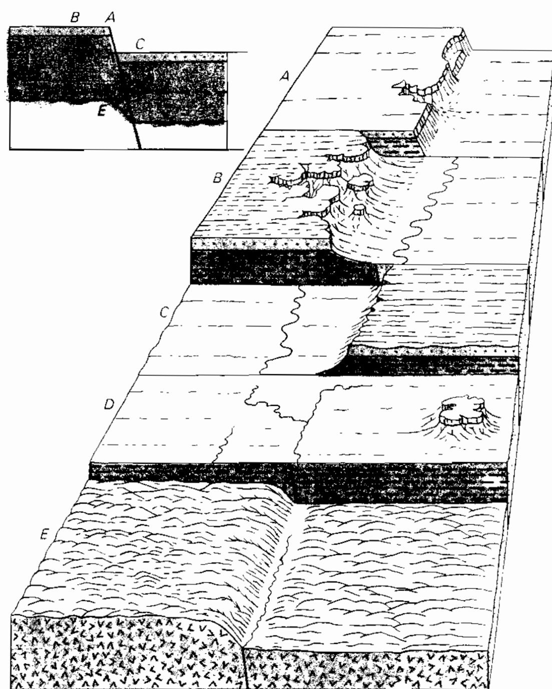


Fig. 33.13 Cele mai multe falii care apar în cadrul unei structuri tabulare trec printr-o serie de stadii de eroziune, în cadrul cărora taluzurile sînt succesiv nivelate și redezvoltate pe roci mai profunde.

de o *falie în releu (fault splinter)*. În mod paradoxal se poate trece în acest caz de pe blocul coborît pe cel înălțat fără a traversa nici o falie.

Faliile normale mai pot apărea și sub forma unui șir de fracturi paralele, destul de apropiate (fig. 33.10). Datorită aspectului morfologic al regiunii afectate de această faliere ea poartă denumirea de *faliere în trepte (step faulting)*.

Strîns înrudite cu falierea normală sînt *flexurile monoclinale (monoclinal flexings)* (fig. 33.11), în cadrul cărora stratele sedimentare sînt puternic îndoite între compartimentul înălțat și cel coborît, fără să fie fracturate. În asemenea situații, în stratele monoclinale, de multe ori se ajunge la falii propriu-zise la adîncimi mai mari sau de-a lungul lor. Stratele de calcar se pretează mai bine la asemenea îndoiri, formînd cute monoclinale, în timp ce gresiile, fiind mai friabile, se rup și în condiții de solicitare similare, formează falii propriu-zise. Regiunile cu structură monoclinală trec prin stadii de eroziune foarte asemănătoare celor întîlnite la anticlinale, cu excepția faptului că este reprezentat în acest caz numai jumătate din anticlinal.

Faliile apar rareori ca fenomene izolate. Cel mai adesea ele formează aliniamente paralele care conferă reliefului trăsături complexe și o configurație specifică. Prin coborîrea unui compartiment îngust flancat de două falii normale ia naștere un *graben* (fig. 33.12), iar prin înălțarea unui asemenea compartiment tot între două falii normale se formează un *horst*. Grabenurile sînt forme depresionare evidente, cu versanți drepți, paraleli, în timp ce horsturile formează platouri sau munți-bloc, cu relief relativ plat în partea lor superioară și cu versanți drepți, abrupți.

Grabenurile sînt forme de relief caracteristice zonelor de scuturi cu rift (planșa 5). Structurile cu grabenuri de mari proporții, cum sînt cele din regiunea Mării Roșii și din Africa răsăriteană, poartă numele de *văi de rift (rift valleys)*.

Evoluția treptelor de falie

Cîteva dintre diferitele stadii și forme prin care trec faliile normale în perioada de eroziune ulterioară formării lor sînt ilustrate în figura 33.13. În ultimul plan al blocdiagramei se află treapta inițială a faliei, for-

mată datorită mişcării scoarţei, aparţinînd prin urmare grupului de forme de relief iniţiale. Stadiul *A* se caracterizează printr-un relief *tînăr*, taluz încă drept şi neted, cu puţine văi de tip canion şi cu cîteva conuri de grohotiş sau de dejecţie la bază.

În stadiul *B*, de *maturitate*, meteorizaţia şi eroziunea fluviatilă au dus la retragerea liniei taluzului faliei de la poziţia sa iniţială, dîndu-i un aspect foarte neregulat în plan. În cazul de faţă, procesul a fost înlesnit de prezenţa unui strat-acoperitor de gresie dură, aflat peste o formaţiune puţin rezistentă de şisturi argiloase.

În stadiul *C*, formaţiunea gresoasă de la partea superioară a compartimentului înălţat a fost în întregime înlăturată, facilitînd astfel eroziunea orizontului gros de şisturi argiloase, ceea ce are ca urmare coborîrea nivelului suprafeţei topografice sub cel al flancului coborît, unde roca-acoperitoare rezistentă a rămas intactă. În acest stadiu taluzul rezultă exclusiv din eroziune şi se numeşte *taluz (treaptă) de falie (fault-line scarp)*, diferenţiindu-se de taluzul produs direct prin mişcarea scoarţei. Mai mult, această treaptă evidenţiată prin eroziune este orientată în sens invers celei a taluzului iniţial şi se numeşte *taluz de falie obsecvent (obsequent fault-line)*.

În stadiul *D*, regiunea a fost redusă la stadiul de peneplenă, iar taluzul a dispărut. Suprafaţa terenului are acelaşi nivel general pe ambele flancuri ale faliei. Acest stadiu poate lipsi dacă regiunea se află cu mult deasupra nivelului evidenţiată prin bază, sau poate apărea într-o altă perioadă din cadrul ciclului de eroziune al reliefului faliei.

În stadiul *E*, procesul de eroziune continuînd, asistăm la formarea altui taluz de falie care a apărut în condiţiile în care formaţiunea de şisturi argiloase a fost îndepărtată de pe ambele flancuri ale faliei, cu care prilej a apărut din fundament roca eruptivă rezistentă pe care s-au depus odinioară şisturile. Deoarece noul taluz de eroziune este orientat în acelaşi sens ca şi taluzul iniţial, el poartă numele de *taluz de falie resecvent (resequent fault-line scarp)* (fig. 33.14).

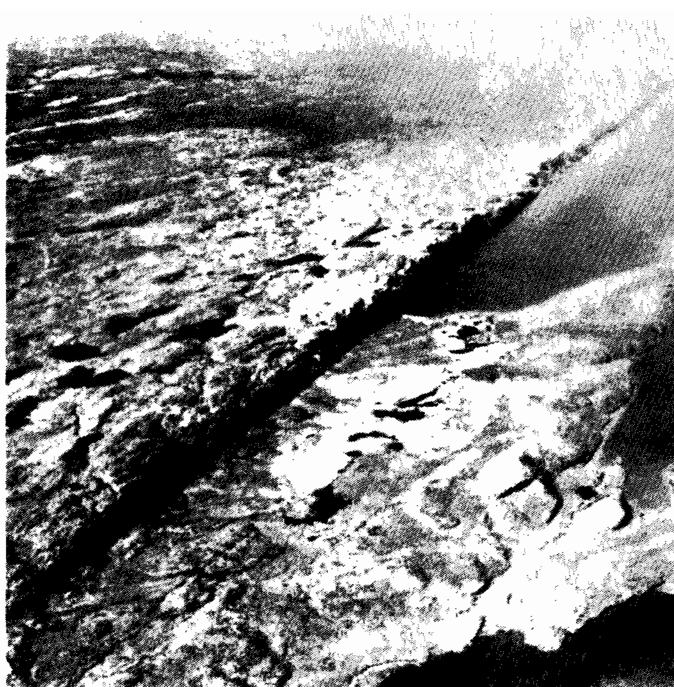


Fig. 33.14 Acest abrupt resecvent de falie urmează o linie remarcabil de dreaptă. Deşi regiunea a fost acoperită de calota glaciară pleistocenă, abruptul n-a fost nivelat. Marele lac al cărui ţărm îl constituie abruptul este MacDonald, situat lîngă Great Slave Lake, North-West Territories, Canada. Regiunea se întinde între 60 şi 65° latitudine nordică, aflîndu-se în brîul nordic al centurii de conifere, lîngă tundra arctică (foto *Royal Canadian Air Force*).

Munţii-bloc

În regiunile ale căror formaţiuni au fost supuse unor falieri normale pe scară întinsă, cu deplasări pe verticală de pînă la cîteva sute de metri, iau naştere enorme mase de munţi. În general, aceste blocuri muntoase faliate pot fi clasate drept *basculate* şi *înălţate* (fig. 33.15). Munţii din prima categorie au un versant abrupt — taluzul faliei — şi un versant în pantă domoală. Cumpăna iniţială a apelor se află lîngă marginea superioară a taluzului, fiind deci situată oarecum în latura blocului. Blocurile înălţate, care sînt un tip de horsturi, sînt mărginite pe ambele părţi de versanţi abrupţi.

În figura 33.16 sînt prezentate stadiile de dezvoltare ale unui munte-bloc înclinat. Numeroase exemple care să ilustreze dezvoltarea acestui tip de relief pot fi furnizate de vestul S.U.A. Nu trebuie totuşi să ne închi-

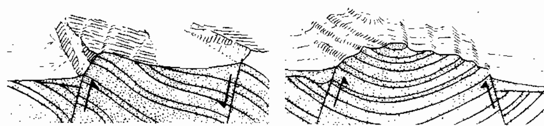


Fig. 33.15 Munţii-bloc prezintă compartimente basculate (stînga) sau ridicate (dreapta), putînd fi formaţi din aproape orice fel de rocă şi structură (după W. M. Davis).

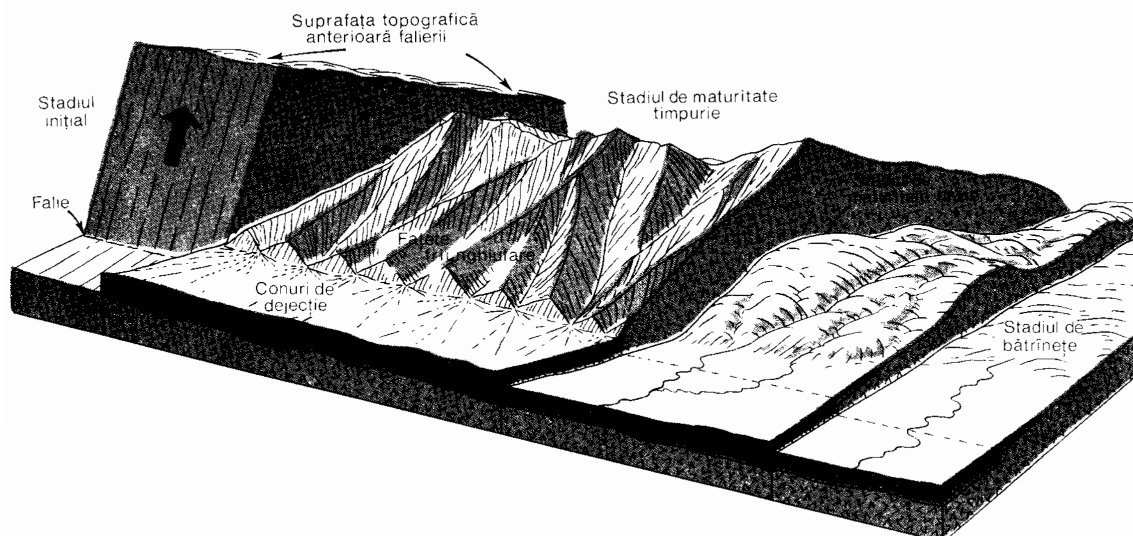


Fig. 33.16 Stadiile eroziunii unui bloc basculat, urmărite de la stînga la dreapta (după W. M. Davis).

puim că munții proveniți din blocuri faliate se asociază neapărat cu o climă aridă.

În stadiul de tinerețe, blocul faliat este asimetric și are versanți în general uniformi, deși s-au înfiripat deja numeroase văi mici care au luat naștere în timpul înălțării masei muntoase.

Relieful matur (fig. 33.16) are aspectul unui lanț de munți fragmentat cu un mare număr de pinteni, vîrfuri și cumpene de ape, separate prin canioane adînci. Principala linie de creastă a lanțului este acum retrasă spre o poziție mai centrală, iar aspectul simplu de bloc a dispărut. De-a lungul bazei taluzului, între gurile văilor tip canion, se conservă unele porțiuni din taluzul inițial care au fost numite *fațete triunghiulare (triangular facets)*, dispuse ordonat de-a lungul bazei. Conurile de dejecție au dimensiuni mai mari decît la începutul stadiului de tinerețe, iar văile adiacente sînt mai intens colmatate cu aluviuni. Dacă clima este umedă, către sfîrșitul stadiului de maturitate ia naștere un peisaj cu relief larg ondulat de înălțimi moderate. Spre bătrînețe lanțul de munți se reduce la suprafața tocită a unei peneplene. Linia faliei este complet îngropată sub aluviuni și nu mai putem găsi nici alți indici, cum ar fi fațetele triunghiulare care să trădeze în morfologie existența unei structuri faliate. Într-o climă de deșert, de-a curmezișul blocului de falie apar pedimente, dar versanții care se retrag rămîn abrupți pînă la sfîrșit.

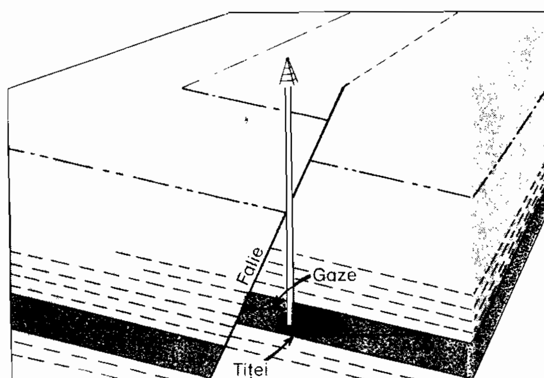


Fig. 33.17 În stratele permeabile de gresie s-a acumulat un zăcămînt de țiței, captiv între șisturile argiloase impermeabile faliate.

Aspecte geografice legate de falii și de munții-bloc

Regiunile care prezintă structuri faliate sînt considerate surse potențiale de minereuri, de unde interesul ce-l suscită pentru geografia umană și economică. Planurile de falie constituie adesea zone de-a lungul cărora roca a fost puternic fisurată, sfărîmată sau măcar considerabil fracturată, ceea ce a permis soluțiilor purtătoare de substanțe minerale să se insinueze de-a lungul acestor zone labile. În regiunile în care rocile au fost fracturate prin faliere, anume în apropierea acestor planuri, se află numeroase zăcăminte minerale de mare valoare economică.

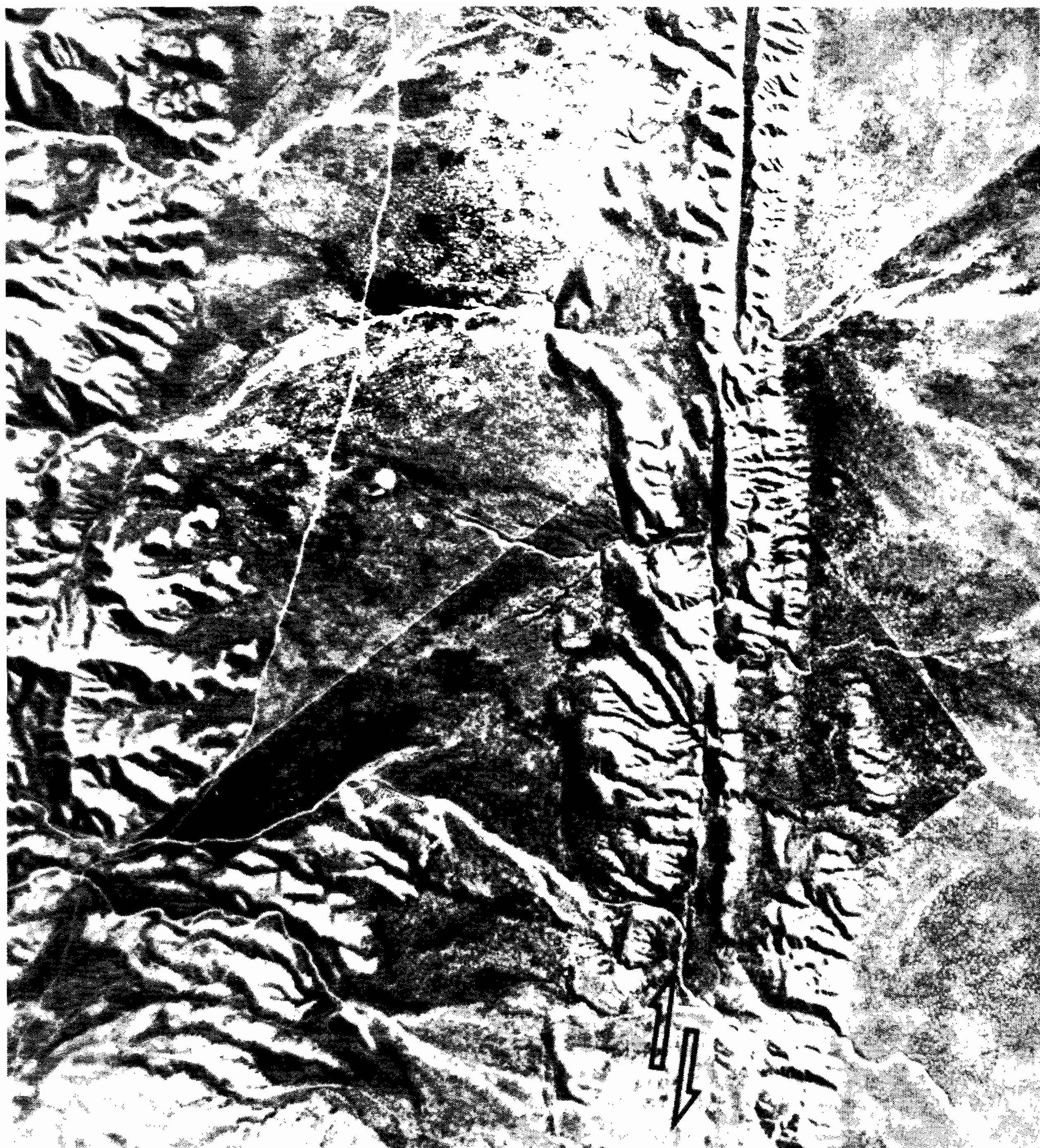


Fig. 33.18 În această imagine verticală luată din avion, linia aproape dreaptă a faliei San Andreas contrastează puternic cu sinuozitățile albiilor rîurilor, comitatul San Bernardino (statul California, S.U.A.) (foto *Litton Industries*).

În regiunea planurilor de falie are loc o circulație ascendentă a apelor, putînd lua naștere izvoare, atît reci cît și calde. Ele apar la baza munților cum ar fi de pildă, izvoarele Arrowhead de la baza munților San Bernardino și izvoarele Palm de la poalele munților San Jacinto, din sudul Californiei.

Studiul faliilor prezintă de asemenea un mare interes, deoarece ele pot servi drept căi de migrare a țițeiului și gazelor acolo unde rocile au devenit permeabile prin sfărîmare, sau poate fi prins în capcane în stratele poroase care, prin faliere, sînt blocate de strate impermeabile (fig. 33.17). Prospectarea zăcămintelor de țiței se concentrează de obicei asupra zonelor cu depozite sedimentare faliate, unde apar zăcăminte foarte productive.

Taluzurile de falie și taluzurile de linie de falie pot constitui obstacole naturale în construcția de șosele și căi ferate. Marea „terasă“ Hurricane din sudul statului Utah constituie un asemenea exemplu, pe alocuri prezentînd un perete abrupt, înalt de 760 m. În regiunea compartimentului coborît al unei falii se pot acumula aluviuni, formîndu-se terenuri favorabile agriculturii, în timp ce compartimentul înălțat rămîne stîncos și adînc fragmentat de eroziunea fluvială.

Faliile active (active faults) pot prezenta un mare pericol pentru așezări, poduri, apeducte și celelalte construcții situate în apropiere, datorită cutremurelor ce se produc în aceste zone. Probleme de acest fel există în zona de coastă a Californiei. Prin golful San Francisco trece renumita falie San Andreas (fig. 33.18). Cutremurul catastrofal din 1906 s-a datorat unei mișcări de alunecare în cadrul acestei falii, care este o falie de decroșare pe orizontală. Falia San Andreas, lungă de aproape 1 000 km, se întinde mult spre sud, fiind pe alocuri reprezentată fie de un graben îngust, fie de taluzuri înalte, adiacente munților San Bernardino. În punctele unde apeductul Los Angeles traversează această linie de falie, fiind deci foarte vulnerabil la ruptură prin mișcări de faliere, s-au realizat construcții speciale pentru a înlesni remedierea distrugerilor în caz de nevoie. Expunerea la mișcări seismice a aglomerărilor urbane din regiunile San Francisco și Los Angeles este foarte mare, deoarece formațiunile aluvionare din cîmpie reacționează cu multă violență la asemenea mișcări care n-ar fi decît slab resimțite dacă roca din substrat ar fi solidă.

Grabenurile pot atinge dimensiuni apreciabile, luînd aspectul unor depresiuni întinse. Un exemplu în acest sens îl oferă grabenul Rinului din R. F. a Germaniei. În cadrul lui poate fi urmărit un coridor de terenuri agricole fertile, lat de 32 km și lung de 240 km, între munții Vosgi și Pădurea Neagră, munți care constituie compartimentul înălțat al acestei regiuni faliate.

Munții-bloc și bazinele asociate din regiunile aride au în esență aceleași trăsături geografice și economice ca și deșerturile muntoase descrise pentru ciclul de denudație a uscatului din cadrul climelor aride. Masele muntoase pot conține importante zăcăminte minerale, în funcție de constituția lor petrografică. În regiunile de deșert pot crește, la înălțimi suficient de mari, păduri relativ bogate. Într-o regiune cu climă umedă, munții Vosgi și Pădurea Neagră din Franța și R. F. a Germaniei ilustrează însemnatele resurse forestiere de care dispun munții-bloc. Uneori însă acești munți constituie obstacole pentru comunicații și sînt de regulă evitați în construcția căilor ferate, care necesită pante line. Pentru a traversa munții, șoselele se înalță pe pante adesea mari, pe trasee întortocheate.

Capitolul 34
Relieful regiunilor cristaline și vulcanice

TERMENUL DE ROCI CRISTALINE este util atunci cînd ne referim atît la rocile eruptive intruzive, cît și la cele metamorfice. În studiul grupărilor regionale de forme de relief este necesar să cunoaștem gama posibilă a tipurilor de mase continentale constituite din roci cristaline, chiar dacă nu putem totdeauna face distincție între diferitele subgrupuri.

Marile regiuni alcătuite din roci cristaline sînt vechile scuturi continentale. În planșa 5 ele sînt indicate prin simbolurile *G* pentru *scuturile gondwanice* și *L* pentru cele *laurasiatice*. Roci cristaline se mai găsesc și în munții profund erodați, desemnați prin simbolul *C* — *martori caledonieni*.

Roci cristaline omogene

Rocile eruptive intruzive, de exemplu granitele (fig. 22.4), se prezintă în general sub forma unor imenși batoliți. Un batolit din statul Idaho are, de pildă, o suprafață la zi de 40 000 km^2. Roca pare să se continue în profunzime pe cîteva mii de metri și poate fi considerată practic fără fund. Un masiv mai mic de rocă eruptivă, sub 100 km^2 în suprafață, poartă numele de *stock*.

Batoliții și stock-urile nu ajung la suprafață în momentul formării lor, deci nu produc forme de relief inițiale care să treacă printr-o fază de tinerețe în cadrul ciclului de eroziune. Ele apar numai după ce un proces lung de eroziune înlătură roca mai veche, acoperitoare, atunci cînd masivul continental se află într-un stadiu de denudație avansat (fig. 34.1). Despre procesul de denudare a rocilor de adîncime am mai amintit și cu prilejul discutării reliefului creat în zona centrală a domurilor (cap. 32).

În funcție de textura și compoziția rocii, ca și de existența sau inexistența faliilor, batolitul prezintă o morfologie diferențiată. Acolo unde pe mari suprafețe roca este omogenă și neafectată de linii de falii importante, ea este străbătută de un labirint de ravene și canioane fără vreo tendință anumită (fig. 34.2). Rețeaua hidrografică este de tip dendritic, compusă din cursuri de apă insecvente, asemănătoare structurilor tabulare. De fapt cele două tipuri nu pot fi distinse, uneori.

În regiunile faliate, în care apar zone de roci sfărîmate sau fisurate ce se intersectează, rețeaua de drenaj urmează liniile de falie, formînd un sistem rectan-

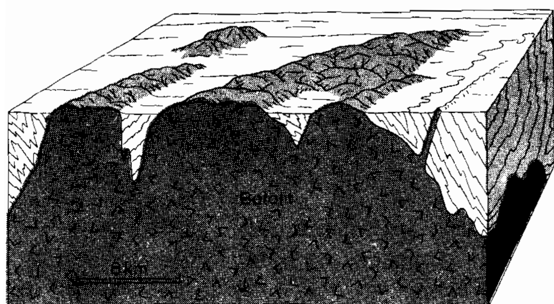


Fig. 34.1 Rocile magmatice consolidate în profunzime apar la suprafață numai după o perioadă îndelungată de eroziune a reliefului (după Longwell, Knopf și Flint).

gular (fig. 34.3). Cursurile de apă sînt de tip subsecvent, deoarece s-au dezvoltat în zonele labile.

În anumite regiuni în care au largă dezvoltare rocile metamorfice, de pildă gnaisele și șisturile, apar de asemenea cursuri de apă insecvente, deoarece variațiile de textură și de compoziție mineralogică ale rocii par să aibă doar o mică influență asupra dezvoltării văilor. Morfologia acestor regiuni poate fi identică cu cea întîlnită la batoliți; de aceea este preferabil să folosim termenul de *roci cristaline omogene*, cu referire atît la masele de roci eruptive intruzive, cît și la cele metamorfice.

Rocile metamorfice

În mod normal, rocile metamorfice se comportă ca niște roci rezistente la agenții subaerieni. Culmile tind să se alungească într-o anumită direcție, fiind separate prin văi lungi, aproximativ paralele (fig. 22.17). Nici culmile, nici văile nu au profilul ascuțit al celor din regiunile cu roci sedimentare cutate, dar sistemul de drenaj este clar de formă rectangulară sau dreptunghiulară. Regiunile de acest tip pot fi numite *regiuni cu serii de culmi și văi paralele* (în benzi). deoarece morfologia reflectă ritmurile diferite de eroziune în cadrul formațiunilor ce alcătuiesc rocile metamorfice (șisturi ardezie,

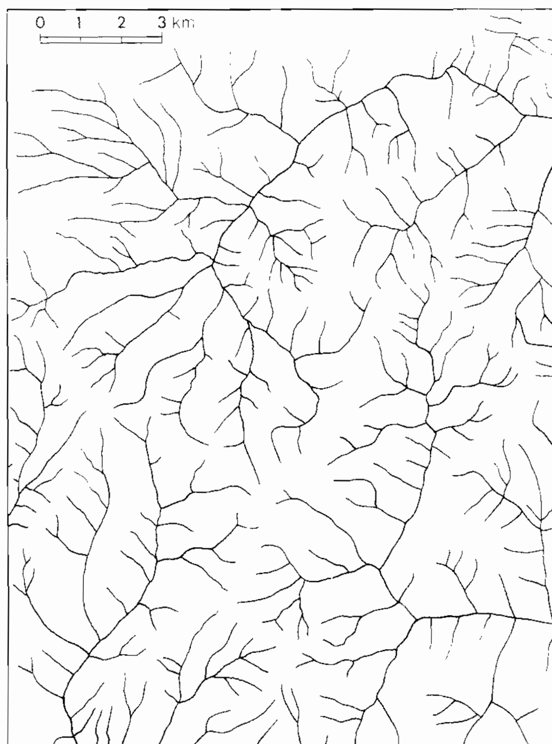


Fig. 34.2 Sistem de drenaj cu configurație dendritică pe batolitul cu fragmentare avansată din statul Idaho (S.U.A.)

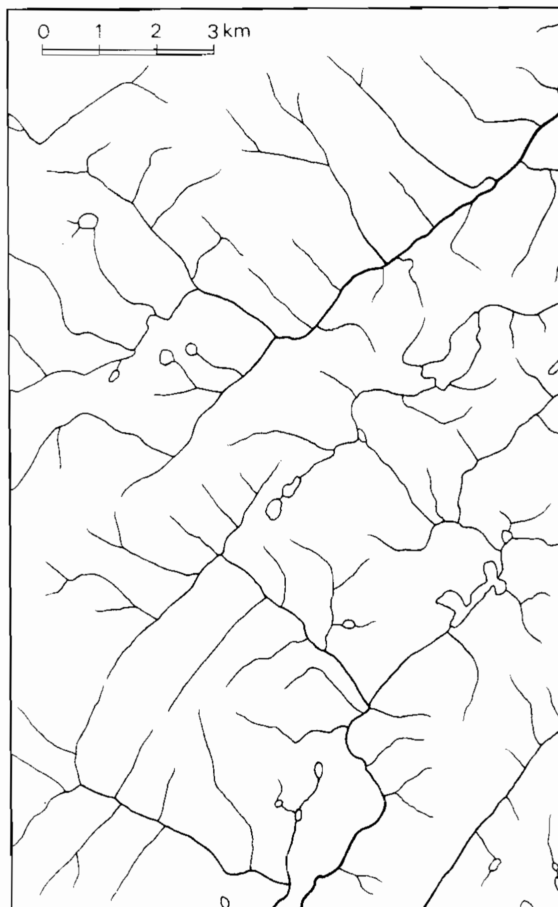


Fig. 34.3 Drenaj rectangular pe un batolit, care pune în evidență prezența sistemelor de falii ce se intersectează.



Fig. 34.4 Formațiuni complex cutate și faliate, de vîrstă precambriană, pe un versant abrupt în sectorul nordic al Munților Stîncoși — Glacier National Park, statul Montana, S.U.A. (foto Chapman, *U.S. Geological Survey*).

cuarțit, marmură). Marmura tinde să formeze văi caracteristice; pe ardezie și șisturi apare un relief de înălțimi medii pînă la pronunțat; cuarțitul, de obicei, se evidențiază puternic, producînd uneori creste înguste în formă de hogback-uri pronunțate. Mai mult, majoritatea rocilor metamorfice faliate (falii inverse) prezintă pînze de șariaj, tipurile de rocă fiind adesea separate între ele (tot în benzi). Văile subsecvente care urmăresc liniile de falie scot în evidență caracteristicile reliefului. În New England, mai ales în Munții Taconic și în Green Mountains, este bine ilustrată situația de mai sus. Văile principale, orientate nord-sud, sînt instalate pe depozite de calcar cristalin și sînt flancate de creste formate din gnaisuri, șisturi, ardezii sau cuarțit. Regiunea muntoasă străbătută de fluviul Hudson și cea din nordul statului New Jersey continuă această structură în benzi spre sud, pînă la întîlnirea cu Blue Ridge. Lîngă Harpers Ferry, în statul Maryland, crestele de cuarțit se ridică mult deasupra văilor largi ce urmăresc benzile de șisturi. Așa cum s-a arătat mai sus, rocile metamorfice în benzi se întîlnesc în asociere cu martori ai orogenezei caledoniene (simbol *C*, planșa 5).

Regiuni cu structură geologică complexă

Unele porțiuni ale scoarței terestre, în special scuturile continentale, au fost supuse mai multor cicluri de cutare, faliere, intruziune și vulcanism. Astfel, noi roci și noi structuri se adăugau uscatului, astfel încît astăzi aceste regiuni pot apărea cu o *structură complexă* (fig. 34.4). Datorită unei litologii și unei structuri neomogene aici vom întîlni o gamă largă de forme de relief.

În figura 34.5, pe baza unei serii de bloc-diagrame, este prezentat ciclul de eroziune într-o zonă complexă din punctul de vedere al structurii geologice. În stadiul inițial, fenomene atît de complexe ca falierea, cutarea, boltirile de strate, vulcanismul au ca rezultat formarea reliefului muntos. În stadiul de maturitate se dezvoltă un sistem de drenaj foarte neregulat. Relieful prezintă porțiuni accidentate în zonele faliate, hogback-uri, vechi vulcani și alte forme de relief. Roci eruptive și sedimentare de diferite vîrste și forme apar la zi. În stadiul de bătrînețe regiunea atinge stadiul de peneplenă, masele de rocă mai dure detașîndu-se încă în relief sub formă de *monadnock*-uri.

Aspecte geografice legate de relieful dezvoltat pe structuri geologice complexe

Regiunile cu roci eruptive intruzive, cu roci metamorfice și structuri complexe sînt adesea bogate în resurse minerale. Iată cîteva exemple din Munții Stîncoși: cuprul, argintul, aurul și plumbul de la Butte (statul Montana); argintul și plumbul din districtul Coeur d'Alene (statul Idaho); plumbul, zincul și argintul de la Leadville (statul Colorado).

Rocile metamorfice — ardezia, cuarțitul, marmura și șisturile — nu conțin de obicei minereuri metalifere importante, afară de cazurile cînd au în structură roci intruzive. Ele prezintă, totuși, importanță economică datorită prezenței ardeziei și marmurei. Asemenea roci există în statul Vermont, alături de granite, care sînt, de asemenea, exploatate.

Printre substanțele minerale metalifere importante, existente în rocile eruptive, metamorfice și în regiunile cu structuri complexe, mai putem cita zăcămintele de staniu din provincia minieră Shaba (Katanga), Republica Zair.

O parte din zonele cu o mare dezvoltare a batoliților cu structură metamorfică sau complexă de pe glob are un relief muntos, fiind bine împădurită și cu o mică densitate a populației. Iată cîteva exemple: Munții Salmon River, în zona marelui batolit Idaho; Munții Great Smoky din South Carolina, Georgia și Tennessee, formați pe roci eruptive intruzive și roci metamorfice; sau Munții Taconic și Green Mountains, cu structură metamorfică în benzi, din statele Vermont și Massachusetts. Deși lemnul formează o resursă importantă a acestor regiuni, transportul lui este dificil.

În categoria regiunilor cu mare dezvoltare a rocilor intruzive sau metamorfice, dar cu altitudini coborîte, includem scuturile continentale, reduse la starea de peneplenă datorită ciclului îndelungat de eroziune; în faza actuală, eroziunea în cuprinsul lor este slabă. Acest tip de morfologie poate fi frecvent întîlnit în estul Canadei ca și în unele părți ale Suediei și Finlandei. Nu numai că aceste regiuni se aseamănă în privința rocilor dar, din cauza dezvoltării glaciației cuaternare, ele au numeroase lacuri și, în virtutea climei similare, sînt acoperite cu păduri de conifere.

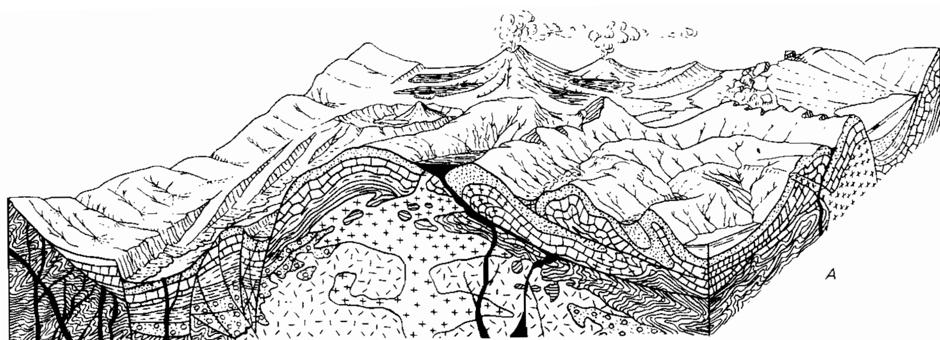
În Statele Unite, exemple de relief ajuns în stadiul de peneplenă, formată pe roci intruzive sau metamorfice, se întîlnesc în statele Virginia, South Carolina, North Carolina și Georgia. Un peisaj uniform, monoton, larg ondulat se întinde pe o vastă zonă între Munții Blue Ridge la vest și Cîmpia litorală la est. Ici și colo se înalță cîteva *monadnock*-uri. Solurile sînt bine dezvoltate, pantele favorabile agriculturii, iar în privința transporturilor acestea se realizează ușor între majoritatea punctelor.

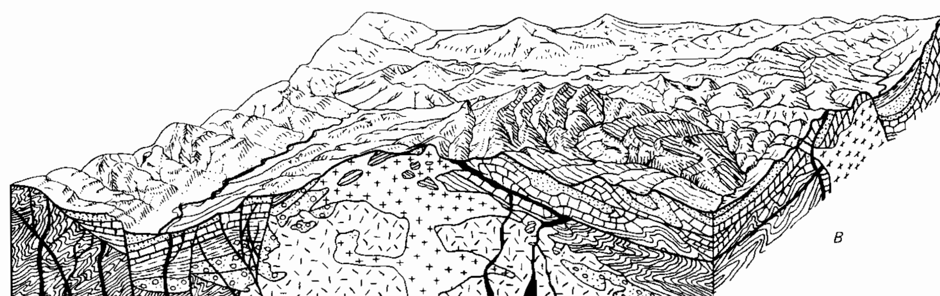
Relieful vulcanic

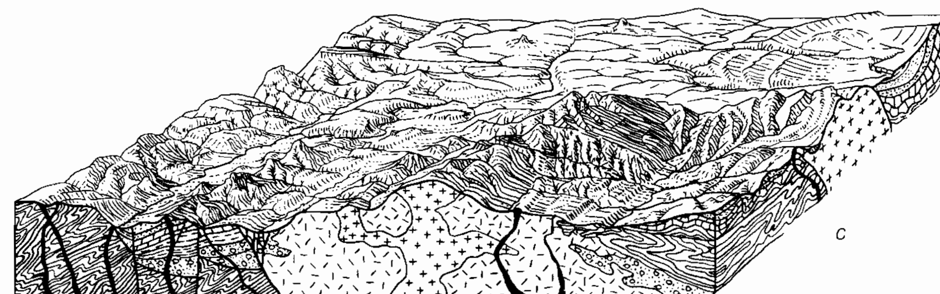
Vulcanii se formează în urma erupției la suprafața scoarței terestre a materiei fluide din interiorul Pămîntului și a gazelor încinse sub presiune. Un canal relativ mic *(coșul vulcanului)* face legătura în profunzime cu rezervorul magmatic. Erupțiile vulcanice pot fi violente sau de tip exploziv, ori liniștite, de natura lor depinzînd și forma aparatului vulcanic. Prin erupții de tip exploziv iau naștere *conuri formate din scorii* și *conuri mixte* (vulcani compuși), iar curgerile relativ liniștite de lave creează un relief specific de *domuri de lavă.* Revărsarea liniștită a unei mari cantități de lavă prin fisuri extinse poate da naștere unui relief plan — platouri sau cîmpii de lavă (studiate în cadrul structurilor orizontale, cap. 32).

Conurile de scorii

Produsele vulcanice spongioase numite scorii, formate exclusiv din bucăți de lavă solidificată, aruncate printr-un coș central, construiesc conurile celor mai mici vulcani. Acești vulcani se formează acolo unde erupția







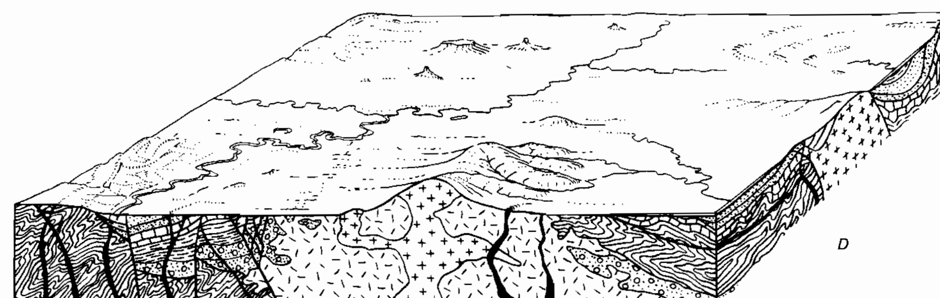


Fig. 34.5 Stadii în evoluția unei regiuni cu structură foarte complexă (desen de E. Raisz).

Fig. 34.6 Imagine din avion a unui con recent de scorii, asociat cu curgeri de lave bazaltice (stînga), care au barat parțial o vale. Parcul Dixie State, la aproximativ 27 km nord-est de St. George (statul Utah, S.U.A.) (foto Frank Jensen).

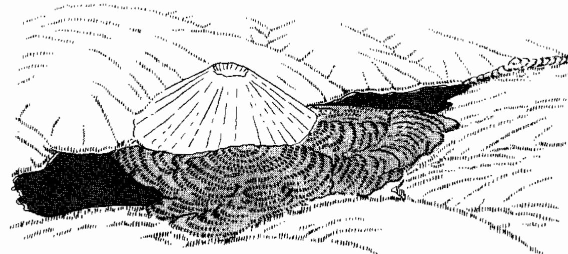


Fig. 34.7 Con de scorii și curgeri de lavă, care au barat o vale dînd naștere unui lac. În aval, o altă masă de lavă a format încă un baraj.

este însoțită de o mare cantitate de gaze, care transformă lava într-o spumă clocotită, expulzînd-o pe coș cu mare violență. Spuma astfel împrăștiată se solidifică în mici fragmente care cad în jurul coșului ca o ploaie (fig. 34.6). Scoriile seamănă cu clincherul și cu zgura provenită de la un furnal. Bucățile mari, atingînd pînă la cîteva tone în greutate, se numesc *bombe vulcanice;* acestea pot fi relativ plastice în momentul ejectării. Fragmentele mai mici, pînă la cîțiva centimetri în diametru, se numesc *scorii (cinders);* acestea contribuie, de fapt, în cea mai mare parte, la formarea conului vulcanic. Produsele și mai fine ale erupțiilor de lavă sînt alcătuite din *cenușă vulcanică* și *praf vulcanic (ash and volcanic dust).* Cenușa se poate depune ca un fel de ninsoare în zona de erupție pe o rază de cîțiva kilometri (fig. 34.9, *D*); particulele mai fine, purtate de vînt la mari depărtări, pot recădea după cîțiva ani de plutire în atmosferă. Conurile



Fig. 34.8 Vedere către interiorul craterului unui stratovulcan — Mt. Spurr — 3535 m. Marginea vestică a deschiderii Cook, lîngă Anchorage (Alaska, S.U.A.) (foto Steve McCutcheon, ***Alaska Pictorial Service*****).**

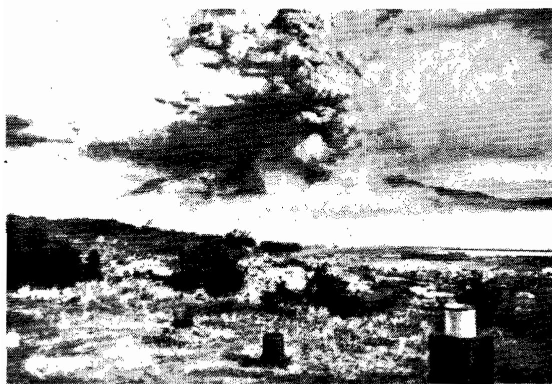
formate din scorii rareori depășesc 150—300 m în înălțime. Creșterea lor este rapidă. Monte Nuovo, de lîngă Napoli, în Italia, a atins 120 m încă din prima săptămînă, iar vulcanul Paricutin, din Mexic, a atins 300 m în primele trei luni. Unghiul de pantă al unui con recent format variază între 26 și 30°. Materialul este atît de afînat, încît absoarbe aproape toată cantitatea de ploi torențiale, fără a permite scurgerea de suprafață, ceea ce face ca eroziunea să întîrzie pînă cînd procesele de meteorizație dau naștere unui strat de sol care umple interstițiile.

Conurile de scorii au, de obicei, cratere centrale largi (fig. 34.6). Marginea craterului este adesea asimetrică, mult mai înaltă în partea dincotro bate vîntul predominant, care împinge materialele mai fine rezultate în urma erupției în sensul respectiv.

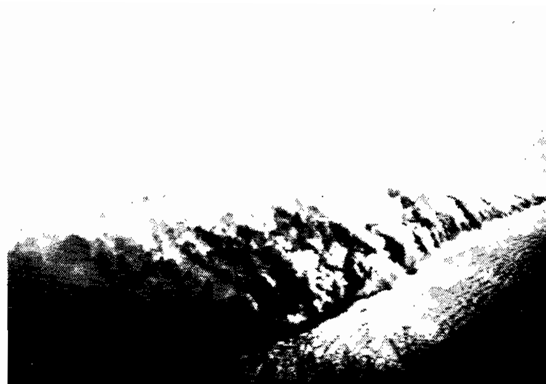
Uneori din coșurile unor asemenea conuri pot apărea și curgeri de lavă. Se poate întîmpla ca datorită presiunii exercitate de erupție, lava să spargă aparatul vulcanic, dar de obicei ea nu-i modifică forma. Conuri de scorii pot apărea în aproape orice condiții topografice: pe creste, pe versanți sau în văi (fig. 34.7). Ele formează de regulă, grupuri, chiar pînă la o sută pe o arie de cîteva zeci de kilometri pătrați. Uneori aceste conuri sînt dispuse paralel cu direcțiile de faliere a rocii subiacente.

Vulcanii micști

Cei mai mulți dintre marii vulcani ai lumii au conuri mixte, formate din strate de depozite scoriacee și cenușă, alternînd cu strate de lavă, motiv pentru care unii autori îi numesc *stratovulcani*. Panta abruptă a conului depinde de unghiul de depunere a materialului ejectat, în timp ce stratele de lavă asigură tăria și masa vulcanului (fig. 34.8).



A. Un mare nor de gaze vulcanice și vapori



C. Ajungînd în mare, lava fierbinte generează nori de aburi



B. Curgere de lavă avansînd lent pe un teren presărat cu bombe vulcanice și cenușă



D. Sat îngropat sub cenușă vulcanică.

Fig. 34.9 Sakurajima, un vulcan din Japonia, a erupt violent în 1914. Imaginile înfățișează diferite momente ale acestei erupții (foto T. Nakasa).

Exemple remarcabile de vulcani micști recent formați sînt Fujiyama (Japonia), Mayon (Filipine), Hood (statul Oregon, S.U.A.) și Shishaldin (insulele Aleutine). Alți vulcani renumiți de acest tip, deși cu o formă mai puțin perfectă, sînt Vezuviul, Etna și Stromboli din Italia. În cazul acestor vulcani sînt caracteristice înălțimi relativ mari și pante de 20 pînă la 30°.

Vulcanii micști formează, în cazul *inelului circum-pacific*, un imens brîu care se întinde din Anzii sud-americani, prin Munții Cascadelor și insulele Aleutine, pînă în Japonia, apoi spre sud, pînă în Indiile de est și Noua Zeelandă. Grupul mediteranean, menționat mai sus, cuprinde vulcanii activi din Italia. Trebuie făcută remarca că aceste lanțuri vulcanice fac parte din sistemul alpin, simbol *A*, planșa 5.

Erupțiile sînt, de obicei, de tip exploziv, fiind alcătuite din vapori de apă, scorii, bombe și cenușă, ca și din curgeri de lavă (fig. 34.9). Forma craterului se poate schimba rapid, datorită pe de o parte distrugerii părții superioare, iar pe de alta noilor acumulări.

Calderele

Atunci cînd explozia unui vulcan este atît de violentă, încît să provoace distrugerea întregii părți centrale a aparatului vulcanic, dînd naștere unei mari depresiuni centrale numită *calderă*, avem de-a face cu unul dintre cele mai catastrofale fenomene naturale. Nu știm încă cu certitudine dacă fenomenul se datorește exploziei care distruge conul vulcanic sau prăbușirii părții

superioare a aparatului vulcanic, în interiorul pămîntului. Deși caldere se formează și în perioada geologică actuală, condițiile create în asemenea împrejurări în apropierea vulcanului nu permit observarea acestui proces. Mari cantități de cenușă și praf se degajă acum, ele plutind în atmosferă pe suprafețe de sute de kilometri pătrați, în jur.

Vulcanul Krakatoa, care formează o insulă în arhipelagul Indoneziei, a explodat în 1883, lăsînd în urmă o mare calderă. Se apreciază că în timpul acestei explozii au fost proiectate în aer aproximativ 75 km^3 de rocă, iar valurile oceanice uriașe *(tsunami)* produse de această catastrofă naturală au cauzat moartea a mii de oameni în zona țărmurilor joase ale insulelor Djawa și Sumatera. Un alt caz îl oferă vulcanul Katmai din peninsula Alaska, unde, în 1912, a luat naștere o calderă largă de peste 3 km și adîncă de 600–1100 m. Explozia a fost auzită pînă la Juneau, situat la 1200 km distanță, iar la Kodiak (la 160 km) s-a depus un strat de cenușă gros de 25 cm.

Un exemplu clasic de calderă formată în epoca preistorică îl oferă Crater Lake din statul Oregon (S.U.A.) (fig. 34.10). Se consideră că muntele Mazama, fostul vulcan, era cu 1200 m mai înalt decît astăzi. Văile săpate de cursurile de apă și de ghețari pe versanții muntelui Mazama au fost decapitate la un moment dat prin prăbușirea explozivă a porțiunii centrale a aparatului vulcanic. Ulterior, înăuntrul calderei s-a format insula Wizard, un vulcan recent.

Ciclul de eroziune al reliefului vulcanic

În figura 34.11 sînt prezentate stadiile succesive de eroziune a reliefului vulcanic, format din conuri, curgeri de lavă și caldere. În prima secvență sînt înfățișați vulcanii activi, în curs de formare. Acesta este stadiul inițial. Curgerile de lavă au pătruns în albia unui rîu, în spatele barajului de lavă luînd naștere un lac.

În a doua blocdiagramă înregistrăm cîteva schimbări, cea mai evidentă fiind distrugerea vulcanului principal și formarea unei caldere, în interiorul căreia s-a instalat un lac; deasupra oglinzii apei apare un mic con vulcanic nou format. Dintre ceilalți vulcani mai vechi unul s-a stins; conul purtînd amprenta eroziunii fluviatile și, deci, pierzîndu-și forma

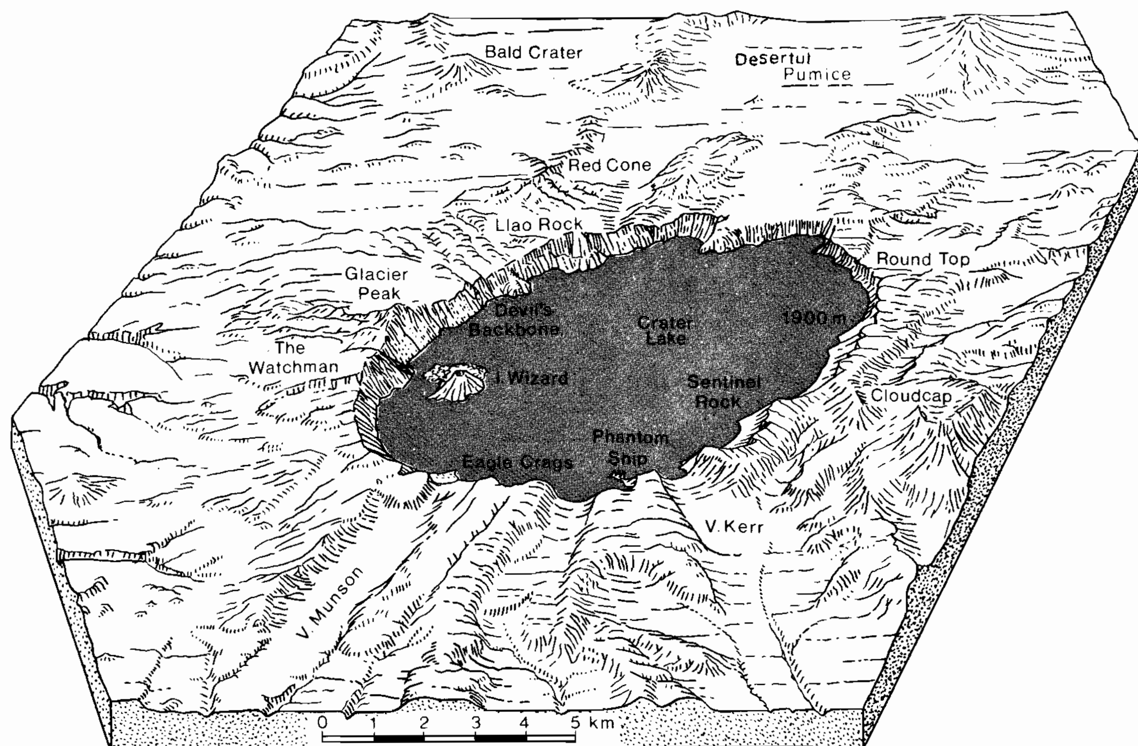


Fig. 34.10 Crater Lake din statul Oregon este un remarcabil exemplu de calderă care în prezent adăpostește un lac. Marele vulcan complex existent aici a fost distrus în epoca preistorică de o explozie violentă (după E. Raisz).

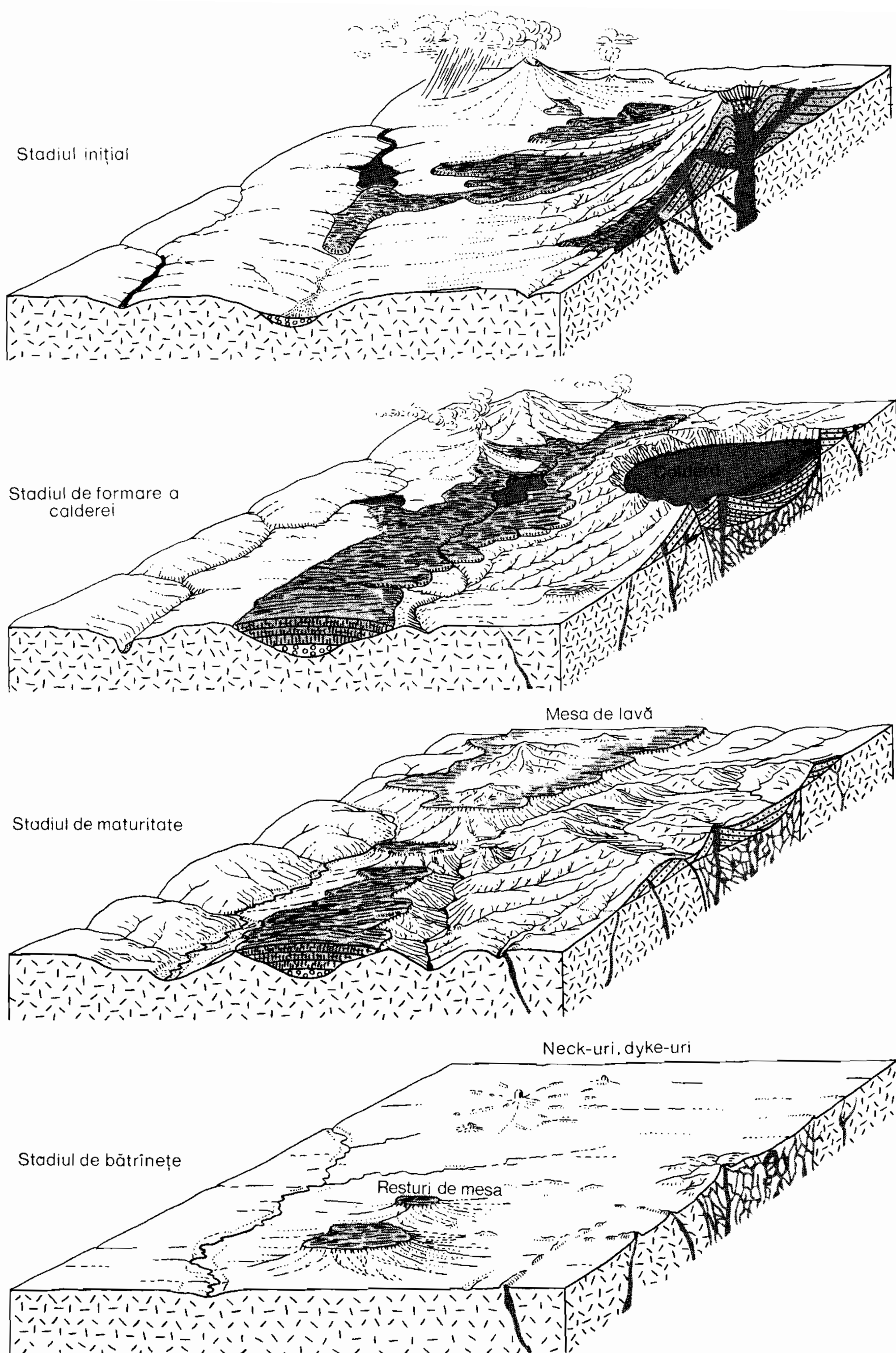


Fig. 34.11 Fazele de evoluție a eroziunii unui relief vulcanic (desen de E. Raisz).



Fig. 34.12 Muntele Shasta din Munții Cascadelor este un vulcan puternic fragmentat de eroziune. Proeminența de pe versantul din stînga este un con secundar recent — Shastina (foto Eliot Blackwelder).

inițială, putem considera că se află în stadiul de tinerețe tîrzie. Vulcanii mai mici dimprejur sînt încă activi, contrastul formelor de relief fiind pronunțat. Vulcanii micști de mari dimensiuni și impresionanți ca formă, menționați mai sus, se află toți în stadiul inițial sau de primă tinerețe.

Rețeaua hidrografică pe un con vulcanic are, evident, o configurație radială. Deoarece urmează panta unei suprafețe terestre inițiale, văile sînt de origine consecventă. Deseori, relieful vulcanic poate fi recunoscut numai cu ajutorul unei hărți care redă perfect drenajul radial al regiunii respective. Dacă există un crater bine format, rîurile curg dinspre margini către fundul craterului, unde apa este absorbită de stratele poroase de cenușă dinăuntru sau eliminată printr-o spărtură din peretele vulcanului. Acest drenaj îndreptat spre interior *(centripet)* constituie adesea un indiciu suplimentar, atunci cînd vrem

Fig. 34.13 Ship Rock – neck vulcanic din statul New Mexico (S.U.A.). Radial apar dyke-uri *(Spence Air Photos)*.



să identificăm vulcanii după sistemul de drenaj.

În secvența a treia (fig. 34.11), toți vulcanii apar stinși și puternic fragmentați; sîntem în stadiul de maturitate. Lacul care ocupa cîndva caldera a dispărut fiind drenat, iar marginea calderei s-a tocit, ajungînd la forma unei culmi joase circulare. Lava care s-a scurs odinioară pe văi a rezistat eroziunii mult mai bine decît roca regiunii înconjurătoare, din care cauză ea a dat naștere unui relief de *mesa*, detașat de relieful înconjurător.

Un exemplu de vulcan care a atins stadiul de maturitate este masivul Shasta din Munții Cascadelor (fig. 34.12). Un mic con secundar de dată mai recentă, Shastina, se află într-o latură a muntelui.

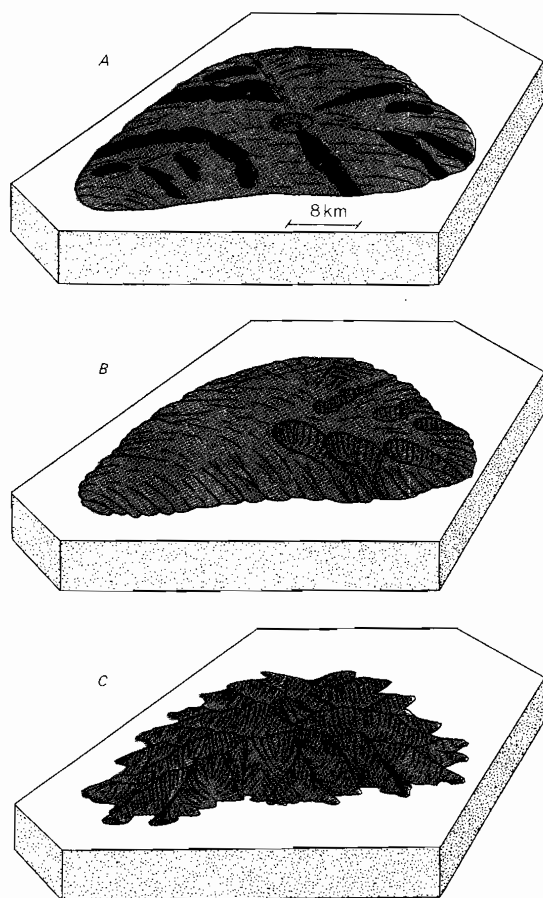


Fig. 34.14 Diferite stadii de eroziune ale unor domuri de lavă care alcătuiesc Insulele Hawaii (după Stearns și Macdonald). *A*, **Dom primar cu depresiune centrală și curgeri recente provenind din fisuri radiare;** *B*, **Stadiu de tinerețe cu văi foarte active în zona de obîrșie;** *C*, **Stadiu matur cu pante înclinate și relief puternic sculptat.**

În figura 34.11 este prezentat și relieful în stadiul de bătrînețe. A mai rămas acum doar un mic vîrf, un *neck* vulcanic, alcătuit din lava solidificată în cadrul coșului vulcanic. Orientate radial față de acest stîlp de lavă se află *dyke*-urile formate din lavă, care anterior umpleau fracturile din jurul bazei vulcanului. Poate că cea mai reușită ilustrare a unui neck vulcanic cu dyke-uri radiare este Ship Rock, în statul New Mexico (S.U.A.) (fig. 34.13). Întrucît neck-ul central și dyke-urile radiale pătrund pînă la mari adîncimi în roca subiacentă, ele pot rămîne ca forme de relief mult timp după ce conul lui și curgerile asociate au fost eliminate.

Domurile de lavă sau vulcanii-scut

Un tip foarte important de vulcan, deosebindu-se mult ca formă de cei discutați anterior, este *domul de lavă (lava dome)* sau *vulcanul-scut (shield volcano)*. Exemplele cele mai concludente provin din insulele Hawaii, care sînt alcătuite integral din asemenea forme de relief vulcanic (fig. 34.14).

Domurile de lavă se caracterizează prin pante line și netede, care tind să devină orizontale în apropiere de vîrf, formînd un vulcan cu vîrful plat. Domurile din Hawaii se ridică la înălțimi de 4000 m deasupra nivelului mării, iar dacă ținem seama și de porțiunea bazală de sub nivelul mării ei pot atinge chiar dublul acestei valori. Ca lățime, ele ating între 16 și 80 km la nivelul mării și pînă la 160 km pe fundul bazinului oceanic.

Domurile de lavă, așa cum arată numele, s-au format prin curgeri repetate de lavă. Comportamentul exploziv și expulzarea de fragmente nu sînt atît de importante ca în cazul conurilor de scorii sau al celor mixte. Lava, care la vulcanii hawaieni este de tip bazaltic, închisă la culoare, are o mare fluiditate și curge pînă la distanțe apreciabile pe versanți, a căror înclinare nu depășește de obicei 4—5°.

În locul craterului de explozie, domurile de lavă au o *depresiune centrală (sink)* largă, cu pereții abrupți și diametrul de 3 km sau mai mult, și adîncă de cîteva sute de metri. Aceste depresiuni mari sînt un fel de caldere produse prin fenomenul de subsidență ce însoțește ieșirea masei de lavă. Lave bazaltice pot apărea pe fundul *craterelor-puț*, depresiuni abrupte, late de pînă la 0,8 km, care se formează pe fundul calderei sau în alte puncte de pe

suprafața domului de lavă (fig. 34.15). Curgerile de lavă ies, în general, prin fisurile din pereții vulcanului.

Domurile de lavă din insulele Hawaii se află în diferite stadii de eroziune (fig. 34.14). Vulcanii activi, de exemplu Kilauea și Mauna Loa, sînt în stadiul inițial al ciclului de eroziune și au versanți netezi. Alții, cum ar fi East Maui, sînt parțial brăzdați de văi adînci, dar păstrează încă porțiuni apreciabile din suprafața inițială. O altă categorie, de pildă, West Maui, sînt complet fragmentați. Din mare se înalță cîteva culmi abrupte — ultimele vestigii ale vechilor domuri —, iar sub nivelul mării există bancuri submarine la adîncimi de circa 75 m, constituind stadiul final al distrugerii.



Fig. 34.15 Halemaumau, un crater-puț *(pit crater)* **de pe Mauna Loa, cu un lac de lavă incandescentă pe fundul său (1952) (foto** *U.S. National Park Service).*

Aspecte geografice ale reliefului vulcanic

Erupțiile vulcanice se numără printre cele mai mari calamități naturale. Consecințele tragice pentru regiunile locuite au fost nu o dată resimțite de-a lungul istoriei de popoarele ce trăiesc în regiunile cu vulcanism activ. Norii de gaze incandescente, care coboară pe pantele vulcanului ca niște mari avalanșe, torenții de lavă care înaintează nemilos, cuprinzînd orașe întregi, ploaia de cenușă, scorii, lapili și bombe, cutremurele puternice asociate cu activitatea vulcanică, și în sfîrșit curgerile noroioase de cenușă vulcanică îmbibată cu apă de ploaie, constituie ansamblul fenomenelor care însoțesc erupția unui vulcan. Pentru cei care locuiesc în regiunile de țărmuri joase apare și primejdia marilor valuri seismice *(tsunami)*, cauzate de dislocațiile care au loc în domeniul submarin (cap. 10). Acestea nu însoțesc neapărat activitatea vulcanică și se pot produce pe neașteptate în bazinele oceanice mărginite de centuri vulcanice active.

Suprafața vulcanilor și a reliefului creat de curgerile de lavă rămîne stearpă după erupție. Unele tipuri de suprafețe de lavă sînt foarte accidentate și greu accesibile; spaniolii care au găsit astfel de terenuri în sud-vestul S.U.A. le-au numit *malpais* („pămînt rău"). Cu timpul însă pe majoritatea rocilor vulcanice iau naștere soluri caracterizate printr-o mare fertilitate.

Cenușa vulcanică poate avea un efect foarte favorabil asupra productivității solului în zonele în care ea nu atinge grosimi prea mari. Erupția lui Sunset Crater, lîngă Flagstaff (statul Arizona, S.U.A.), în jurul anului 800 e.n., a răspîndit un strat de cenușă vulcanică peste solul roșcat steril al regiunii înconjurătoare, permițîndu-i astfel să devină fertil, prin efectul de conservare a umidității exercitat de cenușă, care a acționat ca un mulci în climatul semiarid. Întrucît porumbul indienilor Hopi creștea bine pe nisip, indienii au colonizat din plin regiunea. Pe măsură însă ce ploile au spălat stratul de cenușă de pe versanți și vîntul a îngrămădit-o în mari dune, fertilitatea solului a scăzut și după circa 200 de ani de cultură a pămîntului regiunea a revenit la starea inițială.

Vulcanii tineri și maturi au majoritatea atributelor geografice ale munților accidentați. Pantele abrupte împiedică practicarea pe scară largă a agriculturii, dar adăpostesc valoroase resurse forestiere. Astfel, Munții San Francisco, un grup de vulcani puternic fragmentați din nordul statului Arizona (S.U.A.), sînt acoperiți cu una dintre cele mai frumoase păduri de pin galben *(Pinus ponderosa)*. Zona forestieră din jurul orașelor Flagstaff și Williams este de mulți ani în continuă dezvoltare.

Cît despre priveliștile de mare frumusețe ce atrag numeroși turiști, puține forme de relief pot depăși vulcanii. Munții Rainier și Lassen, ca și Crater Lake din Munții Cascadelor, au devenit parcuri naționale. Munții Vezuviu și Fujiyama, de asemenea, atrag numeroși vizitatori.

Bogățiile minerale, în special minereurile metalifere, lipsesc din vulcani și curgerile de lavă, afară de cazurile cînd evenimente geologice ulterioare au dus la injectarea sau difuziunea minereurilor metalice în roca vulcanică. Cavitățile cu bule de gaze din unele lave vechi au fost umplute cu cupru și alte minereuri. Renumitul *kimberlit* din Republica Sud-Africană — sursă de diamante — se află în conul unui vulcan străvechi.

Lava consolidată este adesea larg folosită ca sursă de rocă sfărîmată pentru agregate de beton, balast de cale ferată și în construcții diverse. Astfel, stratele de lavă străveche ce alcătuiesc crestele Watchung din nordul statului New Jersey (S.U.A.) au fost pe alocuri nivelate printr-o exploatare ce durează de mai multe decenii.

Anexa Analiza cantitativă a variabilelor geografice

UNUL DINTRE CELE MAI EFICIENTE instrumente ale geografului în stabilirea legilor ce corelează schimbările unei mărimi în raport cu ale altei mărimi îl constituie *analiza bidimensională*. Termenul „bidimensional" înseamnă în fond „cu două variabile", cu alte cuvinte, este vorba de două proprietăți fizice măsurabile, care variază simultan. Pentru a da un exemplu din meteorologie, să ne întoarcem la figura 7.8 — o diagramă care indică scăderea presiunii atmosferice cu altitudinea. Pe o axă a diagramei este reprezentată presiunea în milibari, iar pe cealaltă altitudinea în kilometri. Putem spune: „Presiunea depinde — sau: este funcție de altitudine". Presiunea este una dintre mărimile variabile; altitudinea este cealaltă. Variația lor simultană este sistematică și este reprezentată de o curbă netedă. Variația simultană a presiunii și altitudinii este descrisă de o ecuație matematică relativ simplă, care corespunde unei binecunoscute legi din fizică.

Variabile independente și dependente

În analiza bidimensională este important să atribuim, atunci cînd este posibil, unei variabile rolul de *cauză*, iar celeilalte rolul de *efect*. În exemplul de mai sus, altitudinea este evident „cauza", iar presiunea „efectul". Folosind un alt exemplu, cheia limnimetrică a unui rîu (fig. 25.10), între nivelul citit la mira hidrometrică și debitul rîului există o relație bidimensională. Debitul este cauza, iar nivelul apei este efectul. Această concluzie nu numai că pare rezonabilă, dar în acest caz o relație inversă ar fi absurdă, deoarece nu există nici o altă cauză fizică în afară de o creștere a debitului rîului care să poată avea ca efect creșterea nivelului apei.

În limbajul riguros al statisticii matematice cauza este denumită *variabilă independentă* (cea care variază independent), pe cînd efectul constituie *variabila dependentă* (cea care depinde de cealaltă variabilă). În exprimare matematică, variabila independentă este desemnată prin simbolul X, iar cea dependentă prin Y. Matematicianul spune: „Y este o anumită funcție de X". Procedeul prin care se stabilește ecuația care descrie cel mai bine relația observată între Y și X poartă numele de *analiză regresivă*. Ecuația astfel dedusă devine un *model matematic*.

Rolul timpului în analiza regresivă

În majoritatea relațiilor bidimensionale studiate în geografia fizică, rolul variabilei

independente este jucat de *timp*. Aceasta înseamnă că o anumită proprietate fizică își schimbă mărimea pe măsură ce trece timpul. Timpul este reprezentat pe axa orizontală a diagramei. De exemplu, într-un hidrograf (fig. 25.12) scurgerea — variabila dependentă — variază în funcție de timp. Desigur, ar fi absurd să pretindem că timpul depinde de scurgere. În acest exemplu timpul pornește de la o valoare zero atribuită unui moment inițial arbitrar ales. Dacă X reprezintă timpul, iar Y scurgerea, atunci atît X cît și Y au valoarea zero în *originea* coordonatelor, situată în colțul din stînga jos al diagramei.

Mișcarea armonică simplă

Dacă timpul este socotit după calendar, scara orizontală a diagramei este divizată în luni și ani. În diagramele de climă din capitolele 15—17 și în diagramele referitoare la bilanțul hidric din capitolul 14, timpul acoperă o perioadă de numai un an și reprezintă un ciclu care se repetă la infinit. Mărimile dependente — temperatura, precipitațiile și evapotranspirația — reprezintă valori medii, obținute prin suprapunerea multor cicluri anuale. O asemenea relație ciclică necesită o altă formă de analiză matematică, care face apel la relațiile unghiulare dintr-un cerc complet. Curbele de maree prezentate în capitolul 6 intră și ele în această categorie.

În modelul matematic ideal pentru curbele de maree cele mai simple, semiziua lunară de aproximativ $12^h\ 24^m$ este considerată ca fiind echivalentă cu rotirea razei unui cerc cu un unghi de 360°, adică cu parcurgerea unui cerc complet. Timpul în ore și minute este înlocuit printr-un *unghi de fază* măsurat în grade (fig. *A*, 1). Înălțimea apei, reprezentată pe axa verticală este determinată de *sinusul* (sau *cosinusul*) unghiului de fază și constituie *amplitudinea*. Într-o zi lunară completă vor exista două puncte joase și două puncte înalte, egal distanțate pe durata zilei lunare. Acest tip de model regresiv al amplitudinii în funcție de timp se numește *mișcare armonică simplă*, și este folosit frecvent în toate domeniile fizicii care se ocupă cu mișcările ondulatorii.

Curbele de maree reale reprezintă suprapunerea a două sau mai multe sinusoide, care diferă între ele atît ca fază cît și ca amplitudine. Astfel, curba caracteristică a mareelor tropice (fig. 6.10) rezultă din suprapunerea curbei unei zile lunare complete peste curba unei semizile lunare. Curbele de maree ideale pentru un punct dat sînt prognozate cu ajutorul calculatoarelor, care trasează direct curba combinată pentru un număr oarecare de cicluri astronomice componente.

Ca exemple de curbe care reprezintă mișcări armonice simple putem cita ciclul anual al radiației solare incidente pe Pămînt (fig. 8.2 și 8.12).

Ciclurile anuale ale variației temperaturii aerului prezentate în diagramele climatice din capitolele 15, 16 și 17 sînt și ele bine aproximate în unele cazuri de curba mișcării armonice simple.

Corelația a două variabile dependente

Trebuie însă spus că două mărimi fizice pot varia simultan în mod semnificativ și sistematic, și fără ca vreuna din ele să joace rolul de cauză. Să luăm ca exemplu datele din tabelul 1.1, în care deviația unei raze de lumină față de suprafața Pămîntului este corelată cu distanța măsurată în lungul suprafeței Pămîntului. Deviația și distanța sînt evident două variabile corelate, iar interdependența lor matematică este de asemenea evidentă; și totuși, ambele variabile sînt proprietăți pur geometrice, și nu există nici o influență fizică a uneia asupra celeilalte.

În general, dacă într-o relație sînt implicate două proprietăți geometrice simple, lor nu le putem atribui rolul de cauză sau efect; tot ce putem spune este doar că între ele există o *corelație*. Mai mult, este probabil că variațiile ambelor proprietăți sînt determinate de variația unei a treia variabile. De exemplu, în geometria hidraulică a unei albii de rîu (cap. 26), atît adîncimea (d) cît și lățimea (w) de regulă cresc pe măsură ce sporește debitul și scad pe măsură ce acesta scade (vezi fig. 26.3). O diagramă a adîncimii în funcție de lățime (sau viceversa) ar arăta o relație bidimensională simplă și semnificativă între cele două mărimi. De fapt, însă, atît adîncimea, cît și lățimea sînt variabile dependente de o a treia variabilă, independentă (debitul), care determină variațiile amîndurora.

Metodele statisticii matematice folosite în analiza corelativă se deosebesc în anumite privințe de analiza regresivă, și nu le vom discuta aici.

Scări cu raport constant

Este suficient să examinăm doar trei dintre cele mai simple și importante relații matematice între o variabilă independentă X și o

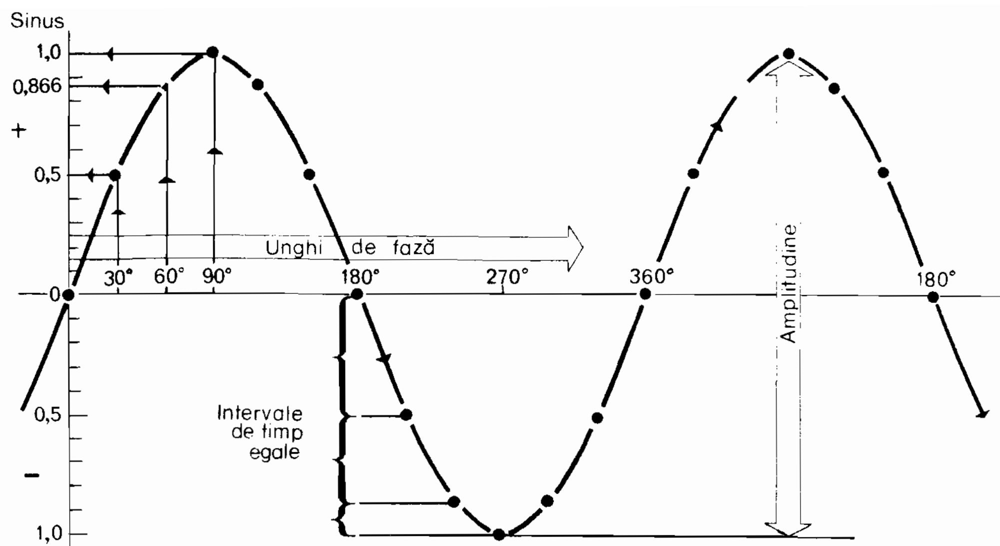


Fig. A, 1 O curbă de maree ideală, ca exemplu de mișcare armonică simplă. Comparați cu figura 6.8.

variabilă dependentă de aceasta *Y*, pentru a înțelege surprinzător de multe dintre relațiile bidimensionale din geografia fizică. În ceea ce privește restul cazurilor, majoritatea se încadrează în funcțiile ciclice speciale de timp discutate în paragrafele precedente.

Abordarea noastră se bazează pe aritmetica numerelor și nu presupune cunoștințe matematice peste nivelul noțiunilor elementare de algebră.

Să consemnăm mai întîi că există două forme de scări grafice, fiecare total diferită ca sens de cealaltă. Prima scară ne e cunoscută tuturor: o găsim pe bara metrului obișnuit, divizată în centimetri. Toată viața am fost obișnuiți să măsurăm lungimi cu ajutorul acestei scări, care se prezintă prin unități perfect egale pe toată lungimea ei. Această *scară aritmetică* este forma cea mai simplă de scară cu ajutorul căreia putem reprezenta mărimile pe un grafic.

Cea de a doua scară grafică este *scara cu raport constant.* Pe această scară semnele (diviziunile) care indică numerele întregi succesive (1, 2, 3, 4, 5 etc.) nu sînt egal distanțate, ca în cazul scării aritmetice; de data aceasta distanțarea dintre întregii succesivi scade destul de repede pe măsură ce valoarea numerelor crește. Figura *A*, 2 prezintă, una sub alta scara aritmetică și scara cu raport constant pentru valorile 1 pînă la 100. Pe acest desen distanța totală între diviziunile corespunzătoare lui 1 și 100 este exact aceeași în ambele cazuri.

Pentru a înțelege semnificația scării cu raport constant vom efectua următoarea operație. Luăm un compas și așezăm vîrful unui braț la diviziunea 1 de pe scara cu raport constant, iar celălalt vîrf pe diviziunea 2. Consemnăm, că raportul de mărire de la 1 la 2 este ca de la simplu la dublu (cum se mai spune: este un raport de „dublare“, sau de mărire cu un factor 2). Deplasăm acum compasul de-a lungul scării, menținînd unul din vîrfuri la semnul 2. Observăm că celălalt vîrf va ajunge la semnul 4. Din nou raportul de mărire este 2 (dublare). În continuare, vîrfurile vor cădea peste diviziunile 8, 16, 32 și 64. Să repetăm experiența pornind de la diviziunile 1 și 3. Vom constata că vîrful compasului va cădea succesiv peste diviziunile 9, 27 și 81. Aici raportul de mărire este 3 (triplare, sau factor 3). Să încercăm acum o altă deschidere inițială a compasului,

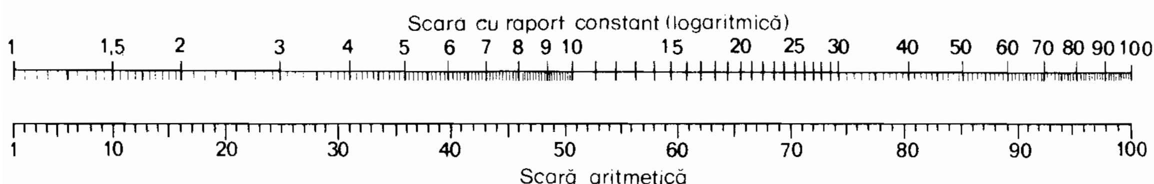


Fig. A, 2 Comparație între scara aritmetică și scara cu raport constant (logaritmică).

de exemplu, așezînd vîrfurile lui pe semnele 1 și 1,5. De data aceasta vîrfurile vor cădea succesiv peste diviziunile 2,25, 3,37, 5,06, 7,50 și așa mai departe, deoarece raportul de mărire este de 50%.

Prin urmare, pe o scară cu raport constant, distanțe egale reprezintă proporții (sau rapoturi) de mărire egale. Dacă lucrăm invers, și coborîm cu distanțe egale pe scara cu raport constant, vor rezulta proporții de micșorare egale. De exemplu, pornind cu unul din vîrfurile compasului de la diviziunea 100, celălalt fiind la diviziunea 50 — așadar, cu o micșorare de 50% — la pasul imediat următor vîrful va cădea peste diviziunea 25; după aceea va cădea succesiv, peste diviziunile 12,5, 6,25, 3,125, 1,5625 și așa mai departe.

Cei care studiază sau au studiat matematica își vor da seama imediat că scara cu raport constant este în fapt *scara logaritmică*. Cu toate că pentru un studiu aprofundat al analizei regresive bidimensionale cunoștințele despre logaritmi și exponenți sînt absolut esențiale, în discuția care urmează vom încerca totuși să prezentăm și să explicăm conceptele fundamentale ale acestei analize, în așa fel încît să nu fie nevoie ca cititorul să aibă o înțelegere profundă a esenței și utilizării acestor instrumente matematice.

Dacă aplicăm pe scara aritmetică aceeași metodă de măsurare cu compasul, constatăm că raportul de mărire se schimbă dacă luăm intervale de lungimi egale. Să așezăm, de exemplu, un vîrf al compasului la diviziunea 10 de pe scara aritmetică, iar celălalt la diviziunea 40. Raportul de mărire este ca de la 1 la 4, adică o creștere cu 400%. Dacă deplasăm compasul pe segmentul următor, vîrful va cădea pe diviziunea 70, ceea ce înseamnă o mărire cu 75%. Apoi vîrful va ajunge pe semnul 100, ceea ce înseamnă o mărire cu 43%. Raportul de creștere se micșorează rapid pe măsură ce cresc numerele pe scară. În mod analog, dacă coborîm pe scara aritmetică cu intervale de lungimi egale, raportul de micșorare crește rapid.

Avînd la dispoziție două tipuri de scară și două coordonate pe care le putem folosi pentru un grafic dreptunghiular, sînt posibile patru combinații grafice. Fiecare din ele constituie un model de comportare a uneia dintre variabile în raport cu cealaltă. Fiecare dintre cele patru modele este exprimat matematic printr-o ecuație simplă care reprezintă o relație ideală între cele două variabile.

Axa X (Variabila independentă)	Axa Y (Variabila dependentă)	Modelul de regresie
1. Scară aritmetică	Scară aritmetică	Aritmetic simplu
2. Scară aritmetică	Scară cu raport constant	Exponențial
3. Scară cu raport constant	Scară aritmetică	Logaritmic
4. Scară cu raport constant	Scară cu raport constant	Funcție de putere

Considerînd pe Y variabilă dependentă și pe X variabilă independentă, ecuațiile de regresie 1, 2 și 4 sînt următoarele (de ecuația 3 numai rareori este nevoie în analiza datelor de geografie fizică):

1. Modelul aritmetic simplu
$Y = a + bX$ (forma pozitivă)
și $Y = a - bX$ (forma negativă)

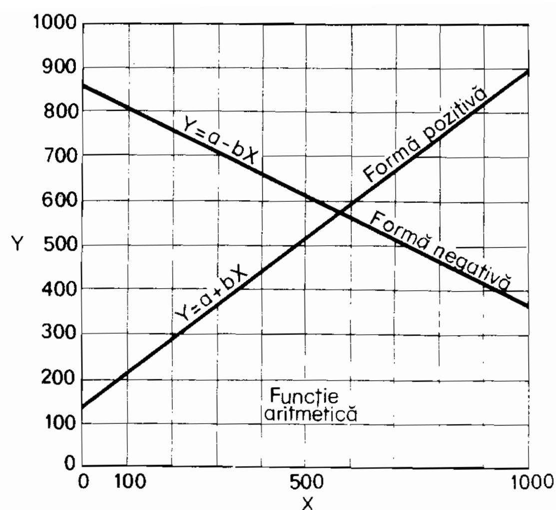
2. Modelul exponențial
$Y = ae^{bX}$
sau $\log Y = \log a + bX$ (forma pozitivă)
și $Y = ae^{-bX}$
sau $\log Y = \log a - bX$ (forma negativă)

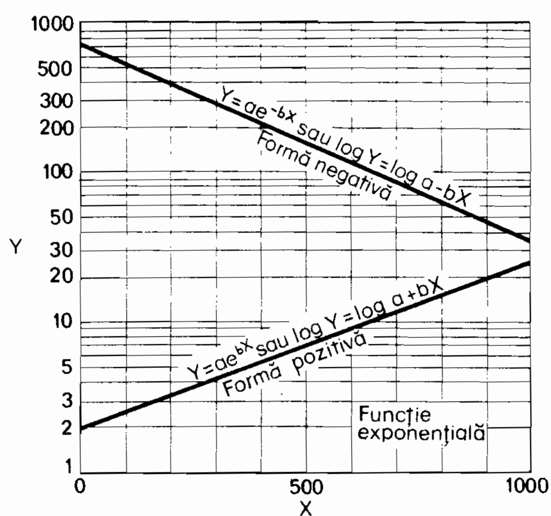
4. Modelul funcție de putere
$Y = aX^b$
sau $\log Y = \log a + b \log X$ (forma pozitivă)
și $Y = aX^{-b}$
sau $\log Y = \log a - b \log X$ (forma negativă)

Simbolul a reprezintă o constantă numerică. Simbolul b este și el o constantă pentru un anumit set de date și este cunoscut sub numele de *coeficient de regresie*. Simbolul e din ecuația exponențială este o constantă (baza logaritmilor naturali) și are valoarea 2,71828. Termenii $\log Y$ și $\log X$ înseamnă *logaritmul lui Y* și *logaritmul lui X**. Pentru cei nefamiliarizați cu logaritmii vom spune că expresia „log Y" poate fi luată drept o instrucțiune care le spune cum trebuie să folosească scara cu raport constant (logaritmică) pentru a reprezenta valorile lui Y.

Figura A,3 arată reprezentările grafice ale ecuațiilor de regresie 1, 2 și 4. Liniile drepte înclinate de pe fiecare grafic reprezintă formele grafice ale ecuațiilor. Cînd linia urcă către dreapta graficului, înseamnă că ea reprezintă

* În ecuația 2, logaritmul natural în baza e este corect pentru forma logaritmică echivalentă. În practică, pentru analiza regresivă se folosesc logaritmi în baza 10.





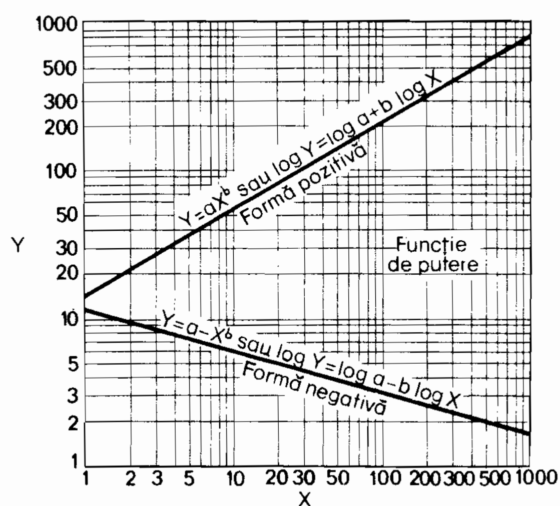


Fig. A, 3 Reprezentări grafice ale ecuațiilor de regresie aritmetică, exponențială și de putere.

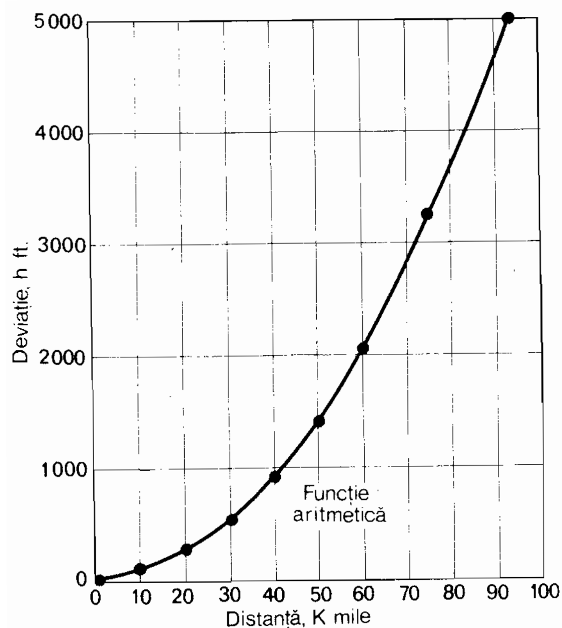
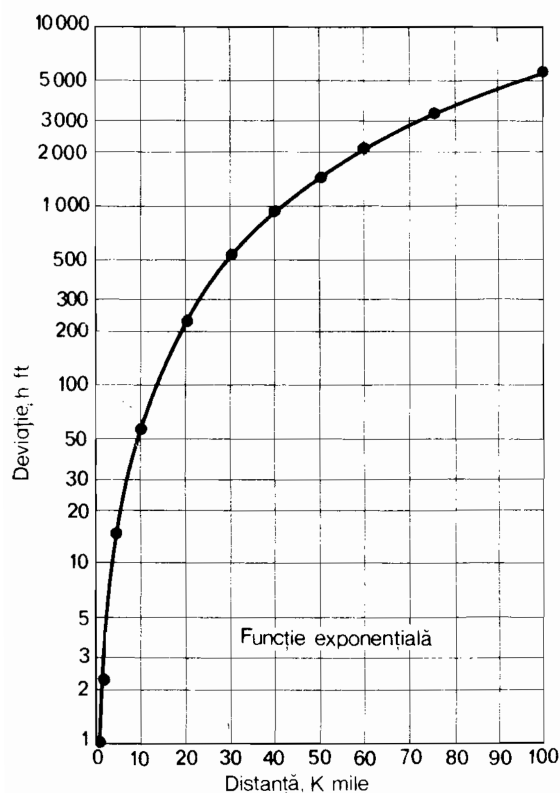
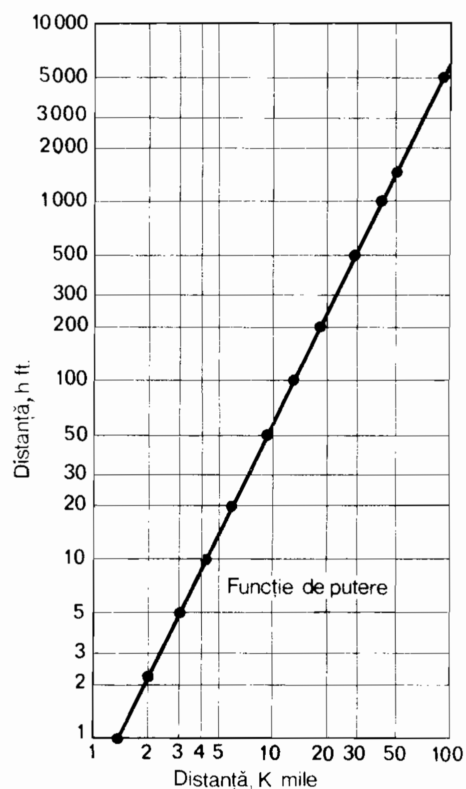


Fig. A, 4 Reprezentări ale divergenței *(h)* unei raze de lumină în funcție de distanța pe orizontală, reprezentată sub cele trei forme de grafice.





forma pozitivă, cînd linia coboară către dreapta, înseamnă că reprezintă forma negativă.

În fiecare ecuație, constanta *a* determină poziția liniei de regresie, în timp ce constanta *b* determină înclinarea sau panta acestei linii. Modificînd valorile *a* și *b* linia de regresie poate fi făcută să ia orice poziție și orientare în planul de coordonate al diagramei.

Alegerea unei ecuații de regresie

Scopul geografului cînd lucrează cu două variabile corelate este să stabilească care model de regresie exprimă cel mai bine datele numerice pe care le-a dedus din observații. Deși aceste date prezintă de obicei neregularități și abateri față de orice model matematic simplu am considera, reprezentarea lor grafică arată deseori că un anumit model este net superior celorlalte în ceea ce privește concordanța cu observațiile.

Fără a face apel la tehnici complicate de statistică matematică, există cîteva procedee elementare la care putem recurge cînd vrem să alegem un model de regresie care să concorde cu datele de observație. Dacă nu dispunem de informații anterioare sau de alte date de experiență, care să ne orienteze alegerea, procedeul cel mai simplu constă în a reprezenta datele pe fiecare din cele trei tipuri de grafice. Dacă punctele reprezentate se așază pe o linie puternic curbată, eliminăm modelul respectiv. Dacă punctele formează o linie aproximativ dreaptă, acceptăm modelul. Dacă apare o neregularitate (împrăștiere) extrem de mare a punctelor existența unei relații între cele două variabile devine îndoielnică și nu putem alege nici un model.

În figura *A*, 4 este ilustrată aplicarea acestor procedee pe baza datelor din tabelul 1.1. Întrucît valorile divergenței și distanței sînt la rîndul lor calculate pe baza ecuației matematice de la pagina 18, putem fi siguri că punctele reprezentate vor forma fie o curbă simplă, fie o linie dreaptă. Pornind de la faptul că pentru modelele 1 și 2 rezultă linii puternic curbate, pe cînd pentru modelul 4 obținem o linie dreaptă, vom alege ultimul model, adică modelul de regresie al funcției de putere. (O linie puternic curbată rezultă și pentru modelul 3, neindicat aici.)

Deși această prezentare a analizei regresive a două variabile corelate este foarte mult simplificată și lipsită de o exprimare matematică riguroasă, ea constituie o bază suficientă pentru studiul cantitativ preliminar al sistemelor de eroziune fluvială prezentate în capitolul 28.

Aplicații în geografie

Aceleași principii generale de analiză cantitativă a datelor se aplică nu numai în geografia fizică, ci și în multe domenii ale geografiei economice și în special ale celei urbane. Metodele fundamentale de analiză regresivă și de selecție a modelului nu numai că pot fi transpuse dintr-un domeniu într-altul, dar ele furnizează, totodată, procedeul de a corela o cantitate variabilă dintr-un domeniu de studiu cu o cantitate variabilă dintr-un domeniu destul de diferit. Astfel, un anumit indicator al dezvoltării economice s-ar putea dovedi a fi corelat printr-un mecanism cauzal cu o cantitate variabilă din mediul fizic, de exemplu, umezeala solului sau panta terenului.

Majoritatea problemelor geografiei implică mai mult de două variabile. De regulă, cîteva variabile independente influențează valoarea observată a unei singure variabile dependente. Deși în efectuarea unor asemenea cercetări sînt necesare forme mult mai complexe de analiză regresivă și alte tehnici de analiză cu variabile multiple, acestea sînt toate bazate pe concepte elementare, dintre care unele au fost menționate aici.

Bibliografie

CAPITOLUL 1

Forma pămîntului. Reţeaua geografică

BOWIE, W., *The contributions of geodesy to geography*, în « Geog. Rev. », *2*, 342—353 (1916).
GANNETT, S. S., *Geographic tables and formulas*, în « U.S. Geol. Survey Bull. », *650*, 388 pp. (1916).
NATIONAL RESEARCH COUNCIL, *The figure of the earth*, în « Bull. », *78*, Nat. Acad. Sci., Washington, D.C. (1931).
PRATT, J. H., *American prime meridians*, în « Geog. Rev. », *32*, 233—244, (1942).
DEPTS. OF THE ARMY AND THE AIR FORCE, *The Universal Grid Systems, TM 5—241, TO 16—1—233*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1951, 324 pp.
HEISKANEN W. A., *The earth's gravity*, in « Scientific American », *193*, 164—174 (1955).
KNOX, R. W., *Precise determination of longitude in the United States*, în « Geog. Rev. », *47*, 555—563 (1957).
JACOBS J. A., R. D. RUSSELL, J. T. WILSON, *Physics and geology*, McGraw Hill Book Co., New York, 1959, 424 pp., cap. IV.
KING-HELE D., *The shape of the earth*, în « Scientific American », *217*, 67—76 (1967).

CAPITOLUL 2

Principiile proiecţiei cartografice

STEWART, JOHN Q., *The use and abuse of map projections*, în « Geog. Rev. », *33*, 589—604 (1943).
MARSCHNE, F. J., *Structural properties of medium- and small-scale maps*, în « Annals A.A.G. », *34*, 1—46 (1944).
DEETZ, C. H., O. S. ADAMS, *Elements of map projection*, în « Special Publ. », *68*, U.S. Dept. Commerce, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1945, 226 pp.
POWELL, L. H., *New uses of globes and spherical maps*, în « Geog. Rev. », *35*, 49—58 (1945).
CHAMBERLIN, W., *The round earth on flat paper*, Nat. Geog. Soc., Washington D.C., 1947, 126 pp.
RAISZ, E., *General cartography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1948, 354 pp.
KELLAWAY, G. P., *Map projections*, Methuen and Co., London, 1949, 127 pp.
ROBINSON, A. H., *An analytical approach to map projections*, în « Annals A.A.G. », *39*, 283—290 (1949).
ROBINSON, A. H., *Interrupting a map projection; A partial analysis of its value*, în « Annals A.A.G. », *43*, 216—225 (1953).
BAILEY, H. P., *A grid formed of meridians and parallels for comparison and measurement of area*, în « Geog. Rev. », *46*, 239—245 (1956).
ROBINSON, A. H., *Elements of cartography*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1960, 343 pp., cap. IV, V, VI.
STEERS, J. A., *An introduction to the study of map projections*, ed. XIII, Univ. of London Press, London, 1962, 288 pp.
TOBLER, W. R., *A classification of map projections*, în « Annals A.A.G. », *52*, 167—175 (1962).
TOBLER, W. R., *Geographic area and map projections*, în « Geog. Rev. », *53*, 59—78 (1963).

Proiecţii speciale

GOODE, J. P., *The homolosine projection; A new device for portraying the earth's surface entire*, în « Annals A.A.G. », *15*, 119—125 (1925).

GOODE, J. P., *The polar equal area: A new projection for the world map*, în « Annals A.A.G. », *19*, 157—161 (1929).
JEFFERSON, M., *The six-six world map, giving larger, better continents*, în « Annals A.A.G. », *20*, 1—6 (1930).
MILLER, O. M., *A conformal map projection for the Americas*, în « Geog. Rev. », *31*, 100—104 (1941).
MILLER, O. M., *Notes on cylindrical world map projections*, în « Geog. Rev. », *32*, 424—430 (1942).
SPILHAUS, A. F., *Maps of the whole world ocean*, în « Geog. Rev. », *32*, 431—435 (1942).
FISHER, I., *A world map on a regular icosahedron by gnomonic projection*, în « Geog. Rev. », *33*, 605—619 (1943).
PHILBRICK, A. K., *An oblique equal area map for world distributions*, în « Annals A.A.G. », *43*. 202—215 (1953).
LEIGHLY, J., *Extended uses of polyconic projection tables*, în « Annals A.A.G. », *43*, 150—173 (1956).
LEE, L. P., *Some conformal projections based on elliptic functions*, în « Geog. Rev. », *55*. 563—580 (1965).

CAPITOLUL 3

Elaborarea și citirea hărților

DEETZ, C. H., *Cartography*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1943, 85 pp.
LOBECK, A. K., W. J. TELLINGTON, *Military maps and air photographs*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1944, 256 pp.
MUSHAM, H. A., *The technique of the terrain*, Reinhold Publ. Corp., New York, 1944, 228 pp.
RAISZ, E., *General cartography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1948, 354 pp.
THOMAS, R. I., *Photographic operations of the Royal Canadian Air Force*, în « Arctic », *3*, 150—165 (1950).
ESPENSHADE, E. B., JR., *Mathematical scale problems*, în « J. Geog. », *50*, 107—113 (1951).
GREENHOUSE, D., *Down to earth: mapping for everybody*, Holiday House, New York, 1951, 262 pp.
MONKHOUSE, F. J., H. R. WILKINSON, *Maps and diagrams: Their compilation and construction*, Methuen and Co., London, 1952, 330 pp.
DEPT. OF THE ARMY, *Topographic surveying*, TM 5—234, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1953, 280 pp.
DEPT. OF THE ARMY, *Map reading*, FM 21—26, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1956, 253 pp.
MILITARY SERVICE PUBLISHING CO., *Map and aerial photograph reading*, Harrisburg, Pa., 1957, 177 pp.
RUDE, G. T., *Our last frontier: the Coast and Geodetic Survey's work in Alaska*, în « Geog. Rev. », *47*, 349—364 (1957).
DORNBACH, J. E., *Design problems in aeronautical charting*, în « Professional Geographer », *11*, *No. 2*, 7—10 (1959).
ROBINSON, A. H., *Elements of cartography*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1960, 343 pp.
RAISZ, E., *Principles of cartography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1962, 315 pp.

Geomagnetismul

RUNCORN, S. K., *The earth's magnetism*, în « Scientific American », *193*, 152—162 (1955).
JACOBS, J. A., R. D. RUSSELL, J. T. WILSON, *Physics and geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1959, 424 pp., cap. VI.
WHITHAM, K., E. I. LOOMER, E. DAWSON, *Recent studies of the north magnetic dip pole*, în « Arctic », *12*, 28—39 (1959).
NELSON, J. H., L. HURWITZ, D. G. KNAPP, *Magnetism of the earth*, Coast and Geodetic Survey, Publ. 40—1, U.S. Govt. Printing Office, Washington, 1962, 79 pp.
JACOBS, J. A., *The earth's core and geomagnetism*, The Macmillan Company, New York, 1963, 137 pp.
COX, A., G. B. DALRYMPLE, R. R. DOELL, *Reversals of the earth's magnetic field*, în «Scientific American», *216*,. 44—54 (1967).

Caroiajul militar

U. S. LAND OFFICE SURVEY

DEPTS. OF THE ARMY AND THE AIR FORCE, *The universal grid systems, TM 5—241, TO 16—1—233*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1951, 324 pp.
O'KEEFE, J. A., *The universal transverse Mercator grid and projection*, în « Professional Geographer », *4*, 19—24 (1952).
DEPT. OF THE ARMY, *Grids and grid references, TM 5—241—1*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1958, 185 pp.
U.S. GOVT. PRINTING OFFICE, *Manual of instructions for the survey of the public lands of the United States*, Washington, D.C., 1934, 530 pp.
JOHNSON, H. B., *Rational and ecological aspects of the quarter section*, în « Geog. Rev. », *47*, 330—348 (1957).

CAPITOLUL 4

Iluminarea globului terestru

BOGGS, S. W., *Seasonal variations in daylight, twilight and darkness*, în « Geog. Rev. », *21*, 656—659 (1931).
BECKINSALE, R. P., *The altitude of the zenithal sun: A geographic approach to determination and climatic significance*, în « Geog. Rev. », *35*, 596—600 (1945).
HOSMER, G. L., J. M. ROBBINS, *Practical astronomy*, ed. IV, John Wiley and Sons, New York, 1948, 355 pp.
DUNCAN, J. C., *Astronomy*, ed. V, Harper and Row, New York, 1955, 500 pp.
MEHLIN, T. G., *Astronomy*, John Wiley and Sons, New York, 1959, 391 pp.

Date astronomice curente

Old Farmer's Almanac, apariţie anuală, Yankee, Incorporated, Dublin, N.H.
ROYAL ASTRONOMICAL SOCIETY OF CANADA, *The observer's handbook*, apariţie anuală, Univ. of Toronto Press.
U.S. NAVAL OBSERVATORY, *The American ephemeris and nautical almanac*, apariţie anuală, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
U.S. NAVAL OBSERVATORY, *The Air Almanac*, apariţie anuală, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
WORLD JOURNAL TRIBUNE, *The world almanac and book of facts*, apariţie anuală, Newspaper Enterprise Association, New York.

CAPITOLUL 5

Timpul

STRONG, H. M., *Universal world time*, în « Geog. Rev. », *25*, 479—484, (1935).

PYNE, T. E., *Standard time*, Interstate Commerce Commission, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1958, 8 pp.
U.S. NAVAL OBSERVATORY, *The air almanac*, apariţie anuală, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. (Tabelele cuprind ora legală a majorităţii ţărilor).

CAPITOLUL 6

Luna

WHIPPLE, F. L., *Earth, moon and planets*, The Blakiston Co., Philadelphia, Pa., 1941, 293 pp., cap. VII, VIII, IX.
MEHLIN, T. G., *Astronomy*, John Wiley and Sons, New York, 1959, 391 pp.
LEROY, L. W., *Lunar features and lunar problems*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 591—604 (1961).
SHOEMAKER, E. M., *The geology of the moon*, în « Scientific American », *211*, 38—47 (1964).
BALDWIN, R. B., *A fundamental survey of the moon*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1965, 149 pp.
HIBBS, A. R., *The surface of the moon*, în « Scientific American », *216*, 61—74 (1967).
SCOTT, R. F., *The feel of the moon*, în « Scientific American », *217*, 34—43 (1967).

Mareele

MACGOWAN, D. J., *On the eagre of the Tsien-Tang*, în « Am. J. Sci. », ser. II, *20*, 305—314 (1855). Relatarea unui martor ocular asupra borei la Hanciou.
MARMER, H. A., *Tide tables*, în « Geog. Rev. », *11*, 406—413 (1921).
MARMER, H. A., *Tides in the Bay of Fundy*, în « Geog. Rev. » *12*, 195—205 (1922).
MARMER, H. A., *Flood and ebb in New York Harbor*, în « Geog. Rev. », *12*, 413—444 (1923).
MARMER, H. A., *Tides and currents in New York Harbor*, U.S. Dept. Commerce, Coast and Geodetic Survey, Special Publ. 111, Washington, D.C., 1925, 174 pp.
MARMER, H. A., *The tide*, Appleton and Co., New York, 1926, 282 pp.
MARMER, H. A., *On cotidal maps*, în « Geog. Rev. », *18*, 129—143 (1928).
MARMER, H. A., *Tides and tidal currents*, cap. 7 din Physics of the earth, vol. 5, în « Bull. Nat. Research Council », *85*, 229—309 (1932).
BAUER, H. A., *A world map of tides*, în « Geog. Rev. », *23*, 259—270 (1933).
MARMER, H. A., *Is the Atlantic Coast sinking? The evidence from the tide*, în « Geog. Rev. », *38*, 652—657 (1948).
MANNING, T. H., R. W. RAE, *Tidal observations in Arctic waters*, în « Arctic », *3*, 95—104 (1950).
RUSSELL, R. C. H., D. H. MACMILLAN, *Waves and tides*, Hutchinson's Sci. and Techn. Publ., London, 1954, 348 pp.
DEFANT, A., *Ebb and flow*, Univ. of Mich. Press, Ann Arbor, 1958, 121 pp.
DARWIN, G. H., *The tides, and kindred phenomena of the solar system*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1962, 378 pp. Reeditare. Publicat iniţial în 1898.
COAST AND GEODETIC SURVEY, publicat anual, *Tide Tables*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. (Indică ora şi înălţimea mareei înalte şi mareei joase pentru principalele porturi).

CAPITOLUL 7

Meteorologie generală

U.S. DEPT. COMMERCE, *Pilot's Weather handbook*, Civil Aeronautics Administration, Techn. Manual 104, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1955, 143 pp.
KOEPPE, C. E., G. C. DELONG, *Weather and Climate*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1958, 341 pp.
PETTERSSEN, S., *Introduction to meteorology*, ed. II, McGraw-Hill Book Co., New York, 1958, 327 pp.
BYERS, H. R., *General meteorology*, ed. III, McGraw-Hill Book Co., New York, 1959, 540 pp.
DONN, W. L., *Meteorology*, ed. III, McGraw-Hill Book Co., New York, 1965, 484 pp.
RIEHL, H., *Introduction to the atmosphere*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1965, 365 pp.
SUTCLIFFE, R. C., *Weather and climate*, Weidenfeld and Nicolson, London, 1966, 206 pp.

Atmosfera superioară

MASSEY, H. S. W., R. L. F. BOYD, *The upper atmosphere*, Philosophical Library, New York, 1959, 333 pp.
KORFF, S. A., *Geographical aspects of cosmic-ray studies*, în « Geog. Rev. », *50*, 504—522 (1960).
HARE, F. K., *The stratosphere*, în « Geog. Rev. », *52*, 525—547 (1962).
BATES, D. R., *The planet earth*, ed. II, Pergamon Press, Oxford, 1964, 370 pp.
PARKER, E. N., *The solar wind*, în « Scientific American », *210*, 66—76 (1964).
CAHILL, L. J. JR., *The magnetosphere*, în « Scientific American », *212*, 58—67 (1965).
CRAIG, R. A., *The edge of space; exploring the upper atmosphere*, Doubleday and Co., New York, 1968, 150 pp.

Radiaţia, bilanţul caloric

PLASS, G. N., *Carbon dioxide and climate*, în « Scientific American », *204* (1959).
HANSON, K. J., *The albedo of sea-ice and ice islands in the Arctic Ocean basin*, în « Arctic », *14*, 188—196 (1961).
GATES, D. M., *Energy exchange in the biosphere*, Harper and Row, New York, 1962, 151 pp.
RUBIN, M. J., *The Antarctic and the weather*, în « Scientific American », *207*, 84—94 (1962).
LARSSON, P., *The distribution of albedo over arctic surfaces*, în « Geog. Rev. », *53*, 572—579 (1963).
GEIGER, R., *The climate near the ground*, ed. IV, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1965, 611 pp.
MILLER, D. H., *The heat and water budget of the earth's surface*, în « Advances in Geophysics », vol. II, 176—277, Academic Press, New York (1965).
WENDLAND, W. M., *Analysis of measured net radiation values in Canada*, în « Geog. Bull. », *9*, 1—10 (1967).

Temperatura aerului şi a solului

JEFFERSON, M., *The real temperatures throughout North and South America*, în « Geog. Rev. », *6*, 240—267 (1918).
VISHER, S. S., *Laws of temperature*, în « Annals A.A.G. », *13*, 15—40 (1922).
JEFFERSON, M., *Actual temperatures of South America*, în « Geog. Rev. », *16*, 443—466 (1926).
PARKINS, A. E., *The temperature region map*, în « Annals A.A.G. », *16*, 151—165 (1926).

KINCER, J. B., *Temperature, sunshine and wind*, Atlas of American Agriculture, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1928, 40 pp.
HARTSHORNE, R., *Six standard seasons of the year*, în « Annals A.A.G. », *28*, 165—178 (1938).
JEFFERSON, M., *Standard seasons*, în « Annals A.A.G. », *28*, 1—12 (1938).
JONES, S. B., *Lags and ranges of temperature in Hawaii*, în « Annals A.A.G. », *32*, 68—97 (1942).
LEIGHLY, J. B., *Profiles of air temperatures normal to coast lines*, în « Annals A.A.G. », *37*, 75—80 (1947).
COURT, A., *How hot is Death Valley?* în « Geog. Rev. », *39*, 214—220 (1949).
COURT, A., *Temperature extremes in the United States*, în « Geog. Rev. », *43*, 39—49 (1953).
SUMNER, A. R., *Standard deviation of mean monthly temperatures in Anglo-America*, în « Geog. Rev. », *43*, 50—59 (1953).
MILLER, D. H., *The influence of open pine forest on daytime temperature in the Sierra Nevada*, în « Geog. Rev. », *46*, 209—218 (1956).
CHANG, JEN-HU, *World patterns of monthly soil temperature distribution*, în « Annals A.A.G. », *47*, 241—249 (1957).
FLUKER, B. J., *Soil temperatures*, în « Soil Sci. », *86*, 35—46 (1958).
LEIGHTON, P. A., *Geographical aspects of air pollution*, în « Geog. Rev. », *56*, 151—174 (1966).
LUDLUM, D. M., *Extremes of heat in the United States*, în « Weatherwise », *16*, 108—129 (1963).
LUDLUM, D. M., *Extremes of cold in the United States*, în « Weatherwise », *16*, 275—291 (1963).
DUNBAR, G. S, *Thermal belts in North Carolina*, în « Geog. Rev. », *56*, 516—526 (1966).
VANLOON, H., *On the annual temperature range over the Southern oceans*, în « Geog. Rev. », *56*, 497—515 (1966).
WILLIAMS, L., *Occurrence of high temperatures at Yuma Proving Ground, Arizona*, în « Annals A.A.G. », *57*, 579—592 (1967).

Vînturile, circulația generală a atmosferei

BORCHERT, J. R., *Regional differences in world atmospheric circulation*, în « Annals A.A.G. », *43*, 14—26 (1953).
WEXLER, H., *The circulation of the atmosphere*, în « Scientific American », *193*. 114—124 (1955).
LAHEY, J. F. ȘI ALȚII, *Atlas of 500 mb wind characteristics for the northern hemisphere*, Univ. of Wisconsin Press, Madison, 1958, 97 pp.
LAMB, H. H., *On the frequency of gales in the arctic and antarctic*, în « Geog. Jour. », *123*, 287—297 (1957).
HARE, F. K., *The westerlies*, în « Geog. Rev. », *50*, 345—367 (1960).
WARNTZ, W., *Transatlantic flights and pressure patterns*, în « Geog. Rev. », *51*, 187—212 (1961).
TYSON, P. J., *Pressure as the weight of the atmosphere — a fallacy*, în « Professional Geographer », *14*, 28—31 (1962).
NEWELL, R. E., *The circulation of the upper atmosphere*, în « Scientific American », *210*, 62—74 (1964).
SUTTON, G., *Micrometeorology*, în « Scientific American», *211*, 62—76 (1964).
SLUSSER, W., *Wind rose maps of the United States*, în « Weatherwise », *18*, 260—263 (1965).
REITER, E. R., *Jet streams*, Doubleday and Co., New York, 1967, 189 pp.
MILLER, W. H., *Santa Ana winds and crime*, în « Professional Geographer », *20*, 23—27 (1968).

CAPITOLUL 10

Oceanografie fizică generală

SVERDRUP, H. V., M. W. JOHNSON, *The oceans*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1942, 1087 pp.
WALFORD, L. A., *Living resources of the sea; opportunities for research and expansion*, The Ronald Press Co., New York, 1958, 321 pp.
KORT, V. G., *The Antarctic Ocean*, în « Scientific American », *207*, 113—128 (1962).
KING, C. A. M., *An introduction to oceanography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1963, 337 pp.
PICKARD, G. L., *Descriptive physical oceanography*, Pergamon Press, Oxford, 1963, 200 pp.
COTTER, C. H., *The physical geography of the oceans*, American Elsevier Publ. Co., New York, 1965, 317 pp.
McLELLAN, H. J., *Elements of physical oceanography*, Pergamon Press, Oxford, 1965, 150 pp.

Valurile oceanice

JOHNSON, D. W., *Shore processes and shoreline development*, John Wiley and Sons, New York, 1919, 584 pp. Reeditare 1965, Hafner Publ. Co., New York.
CORNISH, V., *Ocean waves and kindred geophysical phenomena*, Cambridge Univ. Press, New York, 1934, 164 pp.
BIGELOW, H. B., W. T. EDMONDSON, *Wind waves at sea; Breakers and surf*, U.S. Navy Oceanographic Office Publ. 602, Washington, D.C., 1947, 177 pp.
MACDONALD, G. A., F. P. SHEPARD, D. COX, *The tsunami of April 1, 1946, in the Hawaiian Islands*, in « Pacific Science », *1*, 21—37 (1947).
STEERS, J. A., *The east coast floods;* January 31 — February 1, 1953, în « Geog. Jour. », *119*, 280—298 (1953).
RUSSELL, R. C. H., D. H. MACMILLAN, *Waves and tides*, Hutchinson's Sci. and Tech. Publ., London, 1954, 348 pp.
BACOMB, W., *Waves and beaches*, Doubleday and Co., New York, 1964, 260 pp.

Curenții oceanici

MURPHY, R. C., *The oceanography of the Peruvian littoral with reference to the abundance and distribution of marine life*, în « Geog. Rev. », *13*, 64—85 (1923).
MARMER, H. A., *The Gulf Stream and its problems*, în « Geog. Rev. », *19*, 457—487 (1929).
PETTERSSON, O., *Changes in oceanic circulation and their climatic consequences*, în « Geog. Rev. », *19*, 121—131 (1929).
CHURCH, P. E., *Surfaces temperature of the Gulf Stream and its bordering waters*, în « Geog. Rev. », *22*, 286—293 (1932).
ISAAC, W. E., *South African coastal waters in relation to ocean currents*, în « Geog. Rev. », *27*, 651—664 (1937).
MUNK, W., *The circulation of the oceans*, în « Scientific American », *193*. 96—104 (1955).

Ghețurile marine

WEAVER, J. C., *Ice atlas of the northern hemisphere*, U.S. Navy Oceanographic Office Publ. 550, Washington, D.C., 1946, 105 pp.
CRARY, A. P., R. D. COTELL, T. F. SEXTON, *Preliminary report on scientific work on "Fletcher's Ice Island, T. 3"*, în « Arctic », *5*, 211—223 (1952).

Koenig, L. S., K. R. Greenaway, M. Dunbar, G. Hattersley-Smith, *Arctic, ice islands*, în « Arctic », *5*, 67—103 (1952).
Helk, J. V., M. Dunbar, *Ice islands: Evidence from North Greenland*, în « Arctic », *6*, 263—271 (1953).
Jenness, J. L., *The physical geography of the waters of the western Canadian arctic*, în « Geog. Bull. », *4*, 33—64 (1953).
Forward, C. N., *Sea ice conditions along the Hudson Bay route*, în « Geog. Bull. », *8*, 22—50 (1956).
U.S. Navy, *Oceanographic Atlas of the Polar Seas, Part I: Antarctic*, Oceanographic Office Publication 705, U.S. Navy, Washington, D.C., 1957, 70 pp.
Crary, A. P., *Arctic ice island and ice shelf studies*, în « Arctic », *11*, 3—42; *13*, 32—50 (1958).
Bilello, M. A., *Formation, growth and decay of sea-ice*, în « Arctic », *14*, 3—24 (1961).
Robin, G. deQ., *The ice of the Antarctic*, în « Scientific American », *207*, 132—146 (1962).
Nutt, D. C., *The drift of ice island WH-5*, în « Arctic », *19*, 244—262 (1966).

CAPITOLUL 11

Umezeala aerului, norii, ceața, roua

McAdie, A., *The commercial importance of fog control*, în « Annals A.A.G. », *21*, 91—100 (1931).
Stone, R. G., *Fog in the United States and adjacent regions*, în « Geog. Rev. », *25*, 111—134 (1935).
Ives, R. L., *Colorado Front Range crest clouds and related phenomena*, în « Geog. Rev. », *31*, 23—45 (1941).
Rossby, C. G., *Amateur forecasting from cloud formations*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 656—661 (1941).
Grant, H. D., *Cloud and weather atlas*, Coward, McCann, New York, 1944, 294 pp.
Ashbel, D., *Frequency and distribution of dew in Palestine*, în « Geog. Rev. », *39*, 291—297 (1949).
Went, F. W., *Fog, mist, dew, and other sources of water*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 103—109 (1955).
Patton, C. P., *Climatology of summer fogs in the San Francisco Bay area*, Univ. of California Publ. in Geography, 10, *No. 3*, 113—200 (1956).
World Meteorological Organization, *International cloud atlas*, Geneva, Switzerland, 1956, 2 vol. Ediție în limba engleză.
Battan, L. J., *Cloud physics and cloud seeding*, Doubleday and Co., New York, 1962, 144 pp.
Schloss, M., *Cloud cover of the Soviet Union*, în « Geog. Rev. », *52*, 389—399 (1962).
Duvdevani, S., *Dew in Israel and its effects on plants*, în « Soil Sci. », *98*, 14—21 (1964).
Court, A., R. D. Gerston, *Fog frequency in the United States*, în « Geog. Rev. », *56*, 543—550 (1966).
Chandler, T. J., *Absolute and relative humidities in towns*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *48*, 394—399 (1967).
Rados, R. M., *The evolution of the TIROS meteorological satellite operational system*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *48*, 326—337 (1967).

Precipitațiile

Kincer, J. B., *Precipitation and humidity*, Atlas of American agriculture, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1922, 48 pp.
McAdie, A., *Monsoon and trade winds as rain makers and desert makers*, în « Geog. Rev. », *12*, 412—419 (1922).
Visher, S. S., *The laws of winds and moisture*, în « Annals A.A.G. », *13*, 169—207 (1923).
Sykes, G., *Rainfall investigations in Arizona and Sonora by means of long-period rain gauges*, în « Geog. Rev. », *21*, 229—233 (1931).
Church, J. E., *Snow surveying*, în « Geog. Rev. », *23*, 529—563 (1933).
Leighly, J., *Continental precipitation on a rotating earth*, în « Geog. Rev. », *25*, 657—666 (1935).
Visher, S. S., *Rainfall-intensity contrasts in Indiana*, în « Geog. Rev. », *28*, 627—637 (1938).
Tannehill, I. R., *Drought, its causes and effects*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 1947, 264 pp.
Thornthwaite, C. W., *Climate and moisture conservation*, în « Annals A.A.G. », *37*, 87—100 (1947).
Visher, S. S., *Precipitation seasons in the United States*, în « Geog. Rev. », *37*, 106—111 (1947).
Foster, E. E., *Rainfall and runoff*, The Macmillan Co., New York, 1949, 487 pp., cap. II—VII.
Gardner, C., Jr., *Hauling down more water from the sky*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 91—95 (1955).
Hiatt, W. E., R. W. Schloemer, *How we measure the variations in precipitation*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 78—84 (1955).
Tannehill, I. R., *Is weather subject to cycles?*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 84—90 (1955).
Work, R. A., *Measuring snow to forecast water supplies*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 94—102 (1955).
Schaefer, V. J., *Artificially induced precipitation and its potentialities*, pag. 607—618, în « Man's role in changing the face of the earth », Univ. of Chicago Press, Chicago, 1956, 1193 pp.
Chow, V. T., sub. red., *Handbook of applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1964. Par. 9 și 10.
Small, R. T., *Terrain effects on precipitation in Washington State*, în « Weatherwise », *19*, 204—207 (1966).

Furtunile cu descărcări electrice, grindina

Lemons, H., *Hail as a factor in the regional climatology of the United States*, în « Geog. Rev. », *32*, 471—475 (1942).
Byers, H. R., *The thunderstorm*, U.S. Dept. Commerce, Weather Bureau, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1949, 287 pp.
Langmuir, I., *Control of precipitation from cumulus clouds by various seeding techniques*, în « Science », *112*, 35—41 (1950).
Flora, S. D., *Hailstorms of the United States*, Univ. of Oklahoma Press, Norman, 1956, 201 pp.
Frisby, E. M., *A study of hailstorms of the upper Great Plains of the North American continent*, în « Weatherwise », *17*, 68—74 (1964).
Fankhauser, J. C., C. W. Newton, *The migration of thunderstorms as related to wind and to moisture supply*, în « Weatherwise », *18*, 68—73 (1965).
Brown, R. M., *Hail, hail — A case history*, în « Weatherwise », *20*, 254—258 (1967).

CAPITOLUL 12

Studiul vremii

Thornthwaite, C. W., *The life history of rainstorms*, în « Geog. Rev. », *27*, 92—111 (1937).

ROSSBY, C. G., *The scientific basis of modern meteorology*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dep. Agriculture, 599—655 (1941).
VISHER, S. S., *Storms of the world*, în « Economic Geog. », *20*, 286—295 (1944).
LAMB, H. H., G. P. BRITTON, *General atmospheric circulation and weather variations in the Antarctic*, în « Geog. Jour. », *121*, 334—349 (1955).
BATTAN, L. J., *Radar observes the weather*, Doubleday and Co., New York, 1962, 158 pp.
HOVEY, W., K. SIRINEK, F. STORER, *A synoptic analysis of New England's "backdoor" cold fronts*, în « Weatherwise », *20*, 264—267 (1967).

Clima tropicală și ciclonii

VISHER, S. S., *Effects of tropical cyclones upon the weather of middle latitudes*, în « Geog. Rev. », *15*, 106—114 (1925).
CLINE, I. M., *Tropical cyclones*, The Macmillan Co., New York, 1926, 301 pp.
BROOKS, C. F., *Hurricanes into New England*, în « Geog. Rev. » *29*, 119—127 (1939).
JAMES P. E., *Air masses and fronts of South America*, în « Geog. Rev. », *29*, 132—134 (1939).
BROOKS, C. F., C. CHAPMAN, *The New England hurricane of September, 1944*, în « Geog. Rev. », *35*, 132—136 (1945).
RIEHL, H., *Tropical meteorology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1954, 392 pp.
TANNEHILL, I. R., *Hurricanes*, Princeton Univ. Press, Princeton, 1956, 308 pp.
ROSENDAL, H. F., *Mexican west coast tropical cyclones, 1947—1961*, în « Weatherwise », *16*, 226—229 (1963).
DUNN, G. E., B. I. MILLER, *Atlantic hurricanes*, Louisiana State Univ. Press, Baton Rouge, 1964, 377 pp.
GENTRY, R. C , *Current hurricane research*, în «Weatherwise », *17*, 180—185, 189 (1964).
CULLEN, W. C., L. W. CROW, *A case history of residential property damage as a hurricane moves inland*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *48*, 10—12 (1967).
HELM, T., *Hurricanes: Weather at its worst*, Dodd, Mead and Co., New York, 1967, 234 pp.

Tornadele

CAREY, J. P., *The central Illinois tornado of May 26, 1917*, în « Geog. Rev. », *4*, 122—130 (1917).
FLORA, S. D., *Tornadoes of the United States*, Univ. of Oklahoma Press, Norman, 1954, 221 pp.
CHANGNON, S. A. JR., R. G. SEMONIN, *A great tornado disaster in retrospect*, în « Weatherwise », *19*, 56—65 (1966).

CAPITOLUL 13

Climatologie generală, clasificarea climelor

RUSSELL, R. J., *Climatic years*, în « Geog. Rev. », *24*, 92—103 (1934).
BLUMENSTOCK, D. I., C. W. THORNTHWAITE, *Climate and the world pattern*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », 98—127 (1941).
HAURWITZ, B., J. M. AUSTIN, *Climatology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1944, 410 pp.
BROOKS, C. F., *The climatic record: its content, limitations and geographic value*, în « Annals A.A G. », *38*, 153—168 (1948).
BROOKS, C. E. P., *Climate through the ages*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1949, 395 pp.
CONRAD, V., L. W. POLLAK, *Methods in climatology*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1950, 459 pp.
KENDREW, W. G., *The climates of the continents*, Oxford Univ. Press, London, 1953, 607 pp.
MILLER, A. A., *Climatology*, ed. 1953, Methuen and Co., London, 1953, 318 pp.
HARE, F. K., *Dynamic and synoptic climatology*, în « Annals A.A.G. », *45*, 152—162 (1955).
COURT, A., *Climatology: Complex, dynamic and synoptic*, în « Annals A.A.G. », *47*, 125—136 (1957).
LANDSBERG, H., *Physical climatology*, Gray Printing Co., DuBois, Pa., 1958, 446 pp.
LANDSBERG, H. E., *Trends in climatology*, în « Science », *128*, 749—758 (1958).
LYDOLPH, P. E., *Fedorov's complex method in climatology*, în « Annals A.A.G. », *49*, 120—144 (1959).
TREWARTHA, G. T., *The earth's problem climates*, Univ. of Wisconsin Press, Madison, 1961, 334 pp.
BAILEY, H. P., *Toward a unified concept of the temperate climate*, în « Geog. Rev. », *54*, 516—545 (1964).
CRITCHFIELD, H. J., *General climatology*, ed. II, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1966, 420 pp.
HARE, F. K., *The concept of climate*, în « Geography », *51*, 99—110 (1966).
TREWARTHA, G. T., *An introduction to climate*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1968, 408 pp.

Date climatice

CLAYTON, H. H., *World weather records*, în « Smithsonian Miscellaneous Collections», *79*, 1927 și *90*, 1934. Date provenind de la numeroase stațiuni de pe glob (1927, 1934).
U.S. DEPT. AGRICULTURE, *Atlas of American agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1928.
BROOKS, C. F., A. J. CONNOR ȘI ALȚII, *Climatic maps of North America*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1936.
THOMAS, M. K., *Climatological atlas of Canada*, Nat. Research Council, Ottawa, Canada, 1953, 253 pp.
VISHER, S. S., *Climatic atlas of the United States*, Harvard Univ. Press., Cambridge, Mass., 1954, 403 pp.
U.S. NAVY, *Marine climatic atlas of the world*. 4 vol., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1955 și ulterior.
METEOROLOGICAL OFFICE OF GREAT BRITAIN, *Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world*, Her Majesty's Stationery Office, London, 1958.

Climatologie aplicativă

VISHER, S. S., *Climate and geomorphology: some comparisons between regions*, în « J. Geomorphology », *4*, 54—64 (1941).
U.S. DEPT. AGRICULTURE, *Climate and man*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. (1941). Numeroase referate pe teme climatice. Date climatice despre S.U.A.
PELTIER, L., *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, în « Annals A.A.G. », *40*, 214—236 (1950).
CURRY, L., *Climate and economic life: a new approach with examples from the United States*, în « Geog. Rev. », *42*, 367—383 (1952).
LEE, D. H. K., *Physiological climatology as a field of study*, în « Annals A.A.G. », *43*, 127—137 (1953).
GRIFFITHS, J. F., *Applied climatology, an introduction*, Oxford University Press, London, 1966, 118 pp.
TERJUNG, W. H., *Physiological climates of the conterminous United States: A bioclimatic classification based on man*, în « Annals A.A.G. », *56*, 141—179 (1966).

TERJUNG, W. H., *Annual physioclimatic stresses and regimes in the United States*, în « Geog. Rev. », *57*, 225—240 (1967).

Sistemul Köppen

KÖPPEN, W., *Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde*, Walter de Gruyter Co., Berlin, 1923, 369 pp.
KÖPPEN, W., R. GEIGER, *Handbuch der Klimatologie*, 5 vol., Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1930 şi ulterior. Vezi vol. I, partea C (1936) pentru analiza generală a sistemului climatologic Köppen.
ACKERMAN, E. A., *The Köppen classification of climates in North America*, în «Geog. Rev.», *31*, 105-111 (1941).
KESSELI, J. E., *The climates of California according to the Köppen classification*, în « Geog. Rev. », *32*, 476—480 (1942).
KÖPPEN-GEIGER, *Klima der Erde* (hartă), Justus Perthes, Darmstadt, Germany. Distribuită în America de A. J. Nystrom and Co., Chicago, 1954.
LEWIS, P. F., *Dichotomous keys to the Köppen system*, în « Professional Geographer », *13*, 25—31 (1961).
SHEAR, J. A., *A set-theoretic view of the Köppen dry climates*, în « Annals A.A.G. », *56*, 508—515 (1966).
WILCOCK, A. A., *Köppen after fifty years*, în « Annals A.A.G. », *58*, 12—28 (1968).

Sistemul Thornthwaite

THORNTHWAITE, C. W., *The climates of North America, according to a new classification*, în « Geog. Rev. », *21*, 633—655 (1931).
THORNTHWAITE, C. W., *The climates of the earth*, în « Geog. Rev. », *23*, 433—440 (1933), cu harta lumii.
THORNTHWAITE, C. W., *Problems in the classification of climates*, în « Geog. Rev. », *33*, 233—255 (1943).
THORNTHWAITE, C. W., *An approach toward a rational classification of climate*, în « Geog. Rev. », *38*, 55—94 (1948).
CHANG, JEN-HU *An evaluation of the 1948 Thornthwaite classification*, în «Annals A.A.G.», 49, 24-30, (1959).

CAPITOLUL 14

Hidrologie generală; ciclul hidrologic

HOLZMAN, B., *Sources of moisture for precipitation for the United States*, U.S. Dept. Agriculture, Tech. Bull. 589, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1937, 41 pp.
MEINZER, O. E., sub red., *Hydrology*, vol. IX din *Physics of the earth*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1942, 712 pp.
FOSTER, E. E., *Rainfall and runoff*, The Macmillan Co., New York, 1949, 487 pp.
JOHNSTONE, D., W. P. CROSS, *Elements of applied hydrology*, The Ronald Press Co., New York, 1949, 276 pp.
WISLER, C. O., E. F. BRATER, *Hydrology*, John Wiley and Sons, New York, 1949, 419 pp.
COLMAN, E. A., *Vegetation and watershed management*, The Ronald Press Co., New York, 1953, 412 pp.
ACKERMAN, W. C., E. A. COLMAN, H. O. OGROSKY, *From ocean to sky to land to ocean*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 41—51 (1955).
THORNTHWAITE, C. W., J. R. MATHER, *The water balance*, Publications in climatology, 8, No. 1, Laboratory of Climatology, Centerton, N. J., 1955, 104 pp.
SUBRAHMANYAM, V. P., *The water balance of India according to Thornthwaite's concept of evapotranspiration*, în « Annals A.A.G. », *46*, 300—311 (1956).
CHOW, V. T., sub red., *Handbook of applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1964. Sect. 1, 11, 12, 20—24.
BRUCE, J. P., R. H. CLARK, *Introduction to hydrometeorology*, Pergamon Press, Oxford, 1966, 319 pp.

Apa din sol

BERNSTEIN, L., *The needs and uses of water by plants*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 18—25 (1955).
FLETCHER, H. C., H. B. ELMENDORF, *Phreatophytes — a serious problem in the West*, în « Yearbook of Agriculture. 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 423—429 (1955).
HAISE, H. R., *How to measure the moisture in the soil*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 362—371 (1955).
MUSGRAVE, G. W., *How much rain enters the soil?* în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 151—159 (1955).
RICHARDS, L. A., *Retention and transmission of water in soil*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. of Agriculture, 144—151 (1955).
THORNTHWAITE, C. W., J. R. MATHER, *The water budget and its use in irrigation*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 346—358 (1955).
WADLEIGH, C. H., *Soil moisture in relation to plant growth*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 358—361 (1955).
HORTON, J. H., R. H. HAWKINS, *Flow path of rain from the soil surface to the water table*, în « Soil Sci. », *100*, 377—383 (1965).

CAPITOLUL 15

Clima ecuatorială umedă

ROSS, E., *The climate of Liberia and its effect on man*, în « Geog. Rev. », 7, 387—402 (1919).
SCRIVENOR, J. B., *The physical geography of the southern part of the Malay Peninsula*, în « Geog. Rev. », *11*, 351—371 (1921).
VAN VALKENBURG, S., *Java: the economic geography of a tropical island*, în « Geog. Rev. », *15*, 563—583 (1925).
STAMP, L. D., *Burma: an undeveloped monsoon country*, în « Geog. Rev. », *20*, 86—109 (1930).
HARLEY, G. W., *Roads and trails in Liberia*, în « Geog. Rev. », *29*, 447—460 (1939).
BRASS, L. J., *Stone age agriculture in New Guinea*, în « Geog. Rev. », *31*, 555—569 (1941).
STONE, R. G., *Health in tropical climates*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 246—261 (1941).
PENDLETON, R. L., *Land utilization and agriculture of Mindanao, Philippine Islands*, în « Geog. Rev. », *32*, 180—210 (1942).
SCHNEEBERGER, W. F., *The Kerayan-Kalabit highland of central north-east Borneo*, în « Geog. Rev. », *35*, 544—562 (1945).
PENDLETON, R. L., *Agricultural and forestry potentialities of the tropics*, în « Agronomy J. », *42*, 115—123 (1950).
LEE, D. H. K., *Thoughts on housing for the humid tropics*, în « Geog. Rev. », *41*, 124—147 (1951).
LEE, D. H. K., *Climate and economic development in the tropics*, Harper and Bros., New York, 1957, 182 pp.
SPENCER, J. E., *Seasonality in the tropics: the supply of fruit to Singapore*, în « Geog. Rev. », *49*, 475—484 (1959).

FOSBERG, F. R., B. J. GARNIER, A. W. KÜCHLER, *Delimitation of the humid tropics*, în « Geog. Rev. », *51*, 333—347 (1961).
IGNATIEFF, V., LEMOS, P., *Some management aspects of more important tropical soils*, în « Soil Sci. », *95*, 243—249 (1963).

Clima litorală din zona alizeelor

DURLAND, W. D., *The forests of the Dominican Republic*, în « Geog. Rev. », *12*, 206—222 (1922).
JAMES, P. E., *The coffee lands of southeastern Brazil*, în « Geog. Rev. », *22*, 225—244 (1932).
VAN ROYEN, W., *A geographical reconnaissance of the Cibao of Santo Domingo*, în « Geog. Rev. », *28*, 556—572 (1938).
VON HAGEN, V. W., *The Mosquito Coast of Honduras and its inhabitants*, în « Geog. Rev. », *30*, 238—259 (1940).
PORTIG, W. H., *Central American rainfall*, în « Geog. Rev. », 55, 68—90 (1965).

Climele de deșert și stepă tropicală

HOBBS, W. H., *A pilgrimage in northeastern Africa, with studies of desert conditions*, în « Geog. Rev. », *3*, 337—355 (1917).
MACDOUGAL, D. T., *A decade of the Salton Sea*, în « Geog. Rev. », *3*, 457—473 (1917).
GAUTIER, E. F., *The trans-Saharan railway*, în « Geog. Rev. », *15*, 51—69 (1925).
CLAPP, F. F., *In the northwest of the Australian desert*, în « Geog. Rev. », *16*, 206—231 (1926).
TAYLOR, G., *The frontiers of settlement in Australia*, în « Geog. Rev. », *16*, 1—25 (1926).
DE MARTONNE, E., *Regions of interior-basin drainage*, în « Geog. Rev. », *17*, 397—414 (1927).
SYKES, G., *The Camino del Diablo: with notes on a journey in 1925*, în « Geog. Rev. », *17*, 62—74 (1927).
HOOVER, J. W., *The Indian country of southern Arizona*, în « Geog. Rev. », *19*, 38—60 (1929).
WILSON, E. D., *New mountains in the Yuma Desert*, în « Geog. Rev. », *21*, 221—228 (1931).
SHREVE, F., *Rainfall, runoff and soil moisture under desert conditions*, în « Annals A.A.G. », *24*, 131—156 (1934).
GAUTIER, E. F., traducere de D. F. Mayhen, *Sahara, the great desert*, Columbia Univ. Press, New York, 1935, 264 pp.
FORBES, R. H., *Egyptian-Libyan borderlands*, în « Geog. Rev. », *32*, 294—302 (1942).
TWITCHELL, K. S., *Water resources of Saudi Arabia*, în « Geog. Rev. », *34*, 365—386 (1944).
CAPOT-REY, R., *Dry and humid morphology in the western Erg*, în « Geog. Rev. », *35*, 390—407 (1945).
MOOLMAN, J. H., *The Orange River, South Africa*, în « Geog. Rev. », *36*, 653—676 (1946).
GORRIE, R. M., *Countering desiccation in the Punjab*, în « Geog. Rev. », *38*, 30—40 (1948).
IVES, R. L., *Climate of the Sonoran Desert*, în « Annals A.A.G. », *39*, 143—187 (1949).
BUNKER, D. G., *The southwest borderlands of the Rub Al Khali*, în « Geog. Jour. », *119*, 418—430 (1953).
AWAD, H., *Some aspects of the geomorphology of Morocco as related to the Quaternary climate*, în « Geog. Jour. », 29, *129*, 129—139 (1963).
GULICK, L. H., JR., *Irrigation systems of the former Sind Province, West Pakistan*, în « Geog. Rev. », *53*, 79—99 (1963).
EBÉRT, C. H. V., *Water resources and land use in the Qatif Oasis of Saudi Arabia*, în « Geog. Rev. », *55*, 496—509 (1965).
HILLS, E. S., sub red., *Arid lands; a geographical appraisal*, Methuen and Co., London, 1966, 461 pp.
BRYSON, R. A., D. A. BAERREIS, *Possibilities of major climatic modification and their implications: Northwest India, a case for study*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *48*, 136—142 (1967).

Clima deșerturilor de coastă vestică

RICH, J. L., *The nitrate district of Tarapacá, Chile: An aerial traverse*, în « Geog. Rev. », *31*, 1—22 (1941).
LIGHT, M., R. LIGHT, *Atacama revisited: "Desert trails" seen from the air*, în « Geog. Rev. », *36*, 525—545 (1946).
RUDOLPH, W. E., *Chuquicamata revisited twenty years later*, în « Geog. Rev. », *41*, 88—113 (1951).
HAMMON, E. H., *A geomorphic study of the Cape region of Baja California*, în « Univ. of California Publ. in Geography », 10, *No. 2*, 45—111 (1954).
LYDOLPH, P. E., *A comparative analysis of the dry western littorals*, în « Annals A.A.G. », *47*, 211—230 (1957).
MEIGS, P., *Geography of coastal deserts*, UNESCO Publications Center, New York, 1966, 140 pp.

Clima tropicală cu două anotimpuri, unul umed și altul uscat

HELLER, E., *The geographical barriers to the distribution of big game animals in Africa*, în « Geog. Rev. », *6*, 297—319 (1918).
TAYLOR, G., *The settlement of tropical Australia*, în « Geog. Rev. », *8*, 84—115 (1919).
SHANTZ, H. L., *Urundi, territory and people*, în « Geog. Rev. », *12*, 329—357 (1922).
BENNETT, H. H., *Some geographic aspects of western Ecuador*, în « Annals A.A.G. », *15*, 126—147 (1925).
SHEPPARD, G., *Notes on the climate and physiography of southwestern Ecuador*, în « Geog. Rev. », *20*, 445—453 (1930).
DARBY, H. C., *Settlement in northern Rhodesia*, în « Geog. Rev. », *21*, 559—573 (1931).
CRIST, R., *Along the Llanos-Andes border in Zamora, Venezuela*, în « Geog. Rev. », *22*, 411—422 (1932).
FORBES, R. H., *The desiccation problem in West Africa: the capture of the Sourou by the Black Volta*, în « Geog. Rev. », *22*, 97—106 (1932).
GAUTIER, E. F., *Climatic and physiographic notes on French Guinea*, în « Geog. Rev. », *23*, 248—258 (1933).
PRICE, A. G., *Pioneer reactions to a poor tropical environment*, în « Geog. Rev. », *23*, 353-371 (1933).
PENDLETON, R. L., *Land use in northeastern Thailand*, în « Geog. Rev. », *33*, 15—41 (1943).
RUDOLPH, W. E., *Agricultural possibilities in northwestern Venezuela*, în « Geog. Rev. », *34*, 36—56 (1944).
DOBBY, E. H. G., *Winds and fronts over Southeast Asia*, în « Geog. Rev. », *35*, 204—218 (1945).
WAIBEL, L., *Vegetation and land use in the Planalto Central of Brazil*, în « Geog. Rev. », *38*, 529—554 (1948).
JAMES, P. E., *Observations on the physical geography of northeast Brazil*, în « Annals A.A.G. », *42*, 153—176 (1952).
WHITTLESEY, D., *Southern Rhodesia — an African compage*, în « Annals A.A.G. », *46*, 1—97 (1956).
CHURCH, R. J. H., *West Africa, a study of environment and man's use of it*, John Wiley and Sons, New York, 1961, 547 pp.
MAHEW, W. A., JR., *The climate pattern of North and South Vietnam*, în « Weatherwise », *18*, 162—165 (1965).

CHANG, J.-H., *The Indian summer monsoon*, în « Geog. Rev. », *57*, 373—396 (1967).

CAPITOLUL 16

Clima subtropicală umedă

TOWER, W. S., *The Pampa of Argentina*, în « Geog. Rev. », *5*, 293—315 (1918).
EMERSON, V. F., *The southern long-leaf pine belt*, în « Geog. Rev. », *7*, 81—90 (1919).
DURLAND, W. D. *The quebracho region of Argentina* în « Geog. Rev. », *14*, 227—241 (1924).
TREWARTHA, G. T., *A geographic study in Shizuoko Prefecture, Japan*, în « Annals A.A.G. », *18*, 127—259 (1928).
FROTHINGHAM, E. H., *Timber growing and logging practice in the southern Appalachian region*, U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull., 250, 1931. 93 pp.
VISHER, S. S., *Torrential rains as a serious handicap in the South*, în « Geog. Rev. », *31*, 644—652 (1941).

Clima maritimă de coastă vestică

HOOVER, J. W., *The littoral of northern California as a geographic province*. în « Geog. Rev. », *23*, 217—229 (1933).
BILHAM, E. G., *The Climate of the British Isles*, Macmillan and Co., London, 1938, 347 pp.
CUMBERLAND, K. B., *A century's change: natural to cultural vegetation in New Zealand*, în « Geog. Rev. », *31*, 529—554 (1941).
KÜCHLER, A. W., *The broadleaf deciduous forests of the Pacific Northwest*, în « Annals A.A.G. », *36*, 122—147 (1946).
TAYLOR, J. A., R. A. YATES, *British weather in maps*, St. Martin's Press, New York, 1958, 256 pp.

Clima mediteraneeană

SMITH, J. R., *The oak tree and man's environment*, în « Geog. Rev. », *1*, 3—19 (1916).
SEMPLE, E. C., *Climatic and geographic influences on ancient Mediterranean forests and the lumber trade*, în « Annals A.A.G. », *9*, 13—37 (1919).
COULTER, J. W., *Land utilization in the Santa Lucia region*, în « Geog. Rev. », *20*, 469—479 (1930).
RAUP, H. F., *Land use and water-supply problems in southern California: market gardens of the Palos Verdes Hills*, în « Geog. Rev. », *25*, 264—269 (1935).
TORBET, E. N., *The specialized commercial agriculture of the northern Santa Clara Valley*, în « Geog. Rev. », *25*, 247—263 (1935).
STOTZ, C. L., *The Bursa region of Turkey*, în « Geog. Rev. », *29*, 81—100 (1939).
LEIGHLY, J., *Settlement and cultivation in the summer-dry climates*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 197—204 (1941).
FISH, W. B., *The Lebanon*, în « Geog. Rev. », *34*, 235—258 (1944).
NUTTONSON, M. Y., *Agroclimatology and crop ecology of Palestine and Trans-Jordan and climatic analogues in the United States*, în « Geog. Rev. », *37*, 436—456 (1947).
WHYTE, R. O., *The phytogeographical zones of Palestine*, în « Geog. Rev. », *40*, 600—614 (1950).

Clima deșerturilor și a stepelor de la latitudini medii

GREGORY, H. E., *The oasis of Tuba City, Arizona*, în « Annals A.A.G. », *5*, 107—119 (1915).
JEFFERSON, M., *The oasis at the foot of the Wasatch*, în « Geog. Rev. », *1*, 346—358 (1916).
SMITH, J. W., *Rainfall of the Great Plains in relation to cultivation*, în « Annals A.A.G. », *10*, 69—74 (1920).
STEIN, A., *Explorations in the Lop Desert*, în « Geog. Rev. », *9*, 1—34, (1920).
BRYAN, K., *Flood-water farming*, în « Geog. Rev. », *19*, 444—456 (1929).
HOOVER, J. W., *Tusayan: The Hopi Indian country of Arizona*, în « Geog. Rev. », *20*, 425—444 (1930).
BOWMAN, I., *Jordan country*, în « Geog. Rev. », *21*, 22—55 (1931).
BOWMAN, R. H., *Belle Fourche valleys and uplands*, în « Annals A.A.G. », *23*, 127—164 (1933).
BROWN, R. H., *Irrigation in a dry-farming region*, în « Geog. Rev. », *24*, 596—604 (1934).
BOWMAN, I., *Our expanding and contracting desert*, în « Geog. Rev. », *25*, 43—61 (1935).
CROWE, P. R., *The rainfall regime of the Western Plains*, în « Geog. Rev. », *26*, 463—484 (1936).
LACKEY, E. E., *Annual-variability rainfall maps of the Great Plains*, în « Geog. Rev. », *27*, 665—670 (1937).
THORNTHWAITE, C. W., *Climate and settlement in the Great Plains*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 177—196 (1941).
BRYAN, K., C. C. ALBRITTON, *Soil phenomena as evidence of climate change*, în « Am. J. Sci. », *241*, 469—490 (1943).
NUTTONSON, M. Y., *Agroclimatology and crop ecology of the Ukraine and climatic analogues in North America*, în « Geog. Rev. », *37*, 216—232 (1947).
BRETZ, J. H., L. HORBERG, *Caliche in southeastern New Mexico*, în « J. Geol. », *57*, 491—511 (1949).
BORCHERT, J. R., *The climate of the central North American grassland*, în « Annals A.A.G. », *40*, 1—39 (1950).
WILLMOW, J. R., *The nature and origin of the Canadian dry belt*, în « Annals A.A.G. », *46*, 211—232 (1956).
WHITE, G. F., sub red., *The future of arid lands*, Am. Assoc. Advancement of Sci. Publ. 43, Washington, D.C., 1956, 453 pp.
ZIERER, C. M., sub red., *California and the southwest*, John Wiley and Sons, New York, 1956, 376 pp.
JAEGER, E. C., *The North American deserts*, Stanford Univ. Press, Stanford, Cal., 1957, 308 pp.
FONAROFF, L. S., *Conservation and stock reduction on the Navajo tribal range*, în « Geog. Rev. », *53*, 200—223 (1963).

Clima continentală umedă

KINCER, J. B., *The climate of the Great Plains as a factor in their utilization*, în « Annals A.A.G. », *13*, 67—80 (1923).
DURAND, L., JR., K. BERTRAND, *The forest and woodland regions of Wisconsin*, în « Geog. Rev. », *25*, 264—271 (1935).
CHURCH, P. E., *A geographical study of New England temperatures*, în « Geog. Rev. », *26*, 283—292 (1936).
ROSE, J. K., *Corn yield and climate in the corn belt* în « Geog. Rev. », *26*, 88—102 (1936).
MCCUNE, S., *Climatic regions of Korea and their economy*, în « Geog. Rev. », *31*, 95—99 (1941).
SAUER, C. O., *The settlement of the humid East*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 157—176 (1941).
FORBES, C. B., *Snowfall in Maine*, în « Geog. Rev. », *32*, 245—251 (1942).
MANLEY, G., *The effective rate of altitudinal change in temperature Atlantic climates*, în « Geog. Rev. », *35*, 408—417 (1945).
CALEF, W., *The winter of 1948—49 in the Great Plains*, în « Annals A.A.G. », *40*, 267—292 (1950).

HARE, F. K., *The climate of the island of Newfoundland: A geographical analysis*, în « Geog. Bull. », *2*, 36—88 (1952).
BRUMBACK, J. J., *The Climate of Connecticut*, Conn. Geol. and Nat. Hist. Survey, Bull., 99, 1965, 215 pp.
KOPEC, R. J., *Continentality around the Great Lakes*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *46*, 54—57 (1965).
MULLER, R. A., *Snowbelts of the Great Lakes*, în « Weatherwise », *19*, 248—255 (1966).
STOMMEL, H. G., *The great blizzard of '66 on the northern Great Plains*, în « Weatherwise », *19*, 189—193 (1966).
KOPEC, R. J., *Areal patterns of seasonal temperature anomalies in the vicinity of the Great Lakes*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *48*, 884—889 (1967).
LANDSBERG, H. E., *Two centuries of New England climate*, în « Weatherwise », *20*, 52—57 (1967).

Clima polară și arctică; America de Nord, Asia

ALCOCK, F. J., *The Churchill River*, în « Geog. Rev. », *2*, 433—448 (1916).
FLAHERTY, R. J., *Two traverses across Ungava Peninsula, Labrador*, în « Geog. Rev. », *6*, 116—132 (1918).
HALL, H. U., *A Siberian wilderness: native life on the Lower Yenisei*, în « Geog. Rev. », *5*, 1—21 (1918).
KINDLE, E. M., *Arrival and departure of winter conditions in the Mackenzie River basin*, în « Geog. Rev. », *10*, 388—399 (1920).
HOLTEDAHL, O., *Novaya Zemlya, a Russian arctic land*, în « Geog. Rev. », *12*, 521—531 (1922).
NOVAKOVSKY, S., *Climatic provinces of the Russian far East in relation to human activities*, în « Geog. Rev. », *12*, 100—115 (1922).
KINDLE, E. M., *The James Bay coastal plain*, în « Geog. Rev. », *15*, 226—236 (1925).
TRANSEHE, N. A., *The Siberian Sea road*, în « Geog. Rev. », *15*, 367—398, (1925).
EKBLAW, E., *The material response of the polar Eskimo to their far arctic environment*, în « Annals A.A.G. », *17*, 147—198; *18*, 1—24 (1927, 1928).
BELL, J. M., *Great Slave Lake*, în « Geog. Rev. », *19*, 556—580 (1929).
SOPER, J. D., *Explorations in Foxe Peninsula and along the west coast of Baffin Island*, în « Geog. Rev. », *20*, 397—424 (1930).
ALBRIGHT, W. D., *Crop growth at high latitudes*, în « Geog. Rev. », *23*, 608—620 (1933).
ALBRIGHT, W. D., *Gardens of the Mackenzie*, în « Geog. Rev. », *23*, 1—22 (1933).
ZUBOV, N. N., *The circumnavigation of Franz Josef Land*, în « Geog. Rev. », *23*, 394—401 (1933).
WHEELER, E. P., *The Nain-Okak section of Labrador*, în « Geog. Rev. », *25*, 240—254 (1935).
SOPER, J. D., *Wood Buffalo Park*, în « Geog. Rev. », *29*, 383—399 (1939).
ADAMS, J. Q., *Settlements of the northeastern Canadian arctic*, în « Geog. Rev. », *31*, 112—126 (1941).
ROCKIE, W. A., *A picture of Matanuska*, în « Geog. Rev. », *32*, 353—371 (1942).
DEPARTMENT OF TRANSPORT, AIR SERVICES BRANCH, METEOROLOGICAL DIVISION, *Meteorology of the Canadian arctic*, Ottawa, Canada, 1944, 85 pp.
CABOT, E. C., *The northern Alaska coastal plain interpreted from aerial photographs*, în « Geog. Rev. », *37*, 639—648 (1947).
SANDERSON, M., *Drought in the Canadian Northwest*, în « Geog. Rev. », *38*, 289—299 (1948).
HARE, F. K., *The Labrador frontier*, în « Geog. Rev. », *42*, 405—424 (1952).
ARCTIC INSTITUTE OF NORTH AMERICA, *Arctic research*, sub red. D. Rowley, în « Arctic », 7, 117—375 (1955), reeditat și în « Special Publ. », 2. Situația cercetărilor în regiunile arctice și subarctice ale Americii de Nord, incluzînd științele fizice, biologice și sociale.
KIMBLE, G. H. T., D. GOOD, sub red., *Geography of the Northlands*, Amer. Geog. Soc., Special Publ. No. 32, John Wiley and Sons, New York, 1955, 534 pp.
JENNESS, J. L., *Dawn in arctic Alaska*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1957, 222 pp.
SIM, V. W., *Geographical aspects of weather and climate at Eureka*, Northwest Territories, în « Geog. Bull. », *10*, 34—53 (1957).
SONNENFELD, J., *An arctic reindeer industry: Growth and decline*, în « Geog. Rev. », *49*, 76—94 (1959).
MALMSTRÖM, V. H., *Influence of the arctic front on the climate and crops of Iceland*, în « Annals A.A.G. », *50*, 117—122 (1960).
IVES, J. D., J. T. ANDREWS, *Studies in physical geography of northcentral Baffin Island, N.W.T.*, în « Geog. Bull. », *19*, 5—48 (1963).
SHEAR, J. A., *The polar marine climate*, în « Annals A.A.G. », *54*, 310—317 (1964).
BIRD, J. B., *The physiography of arctic Canada*, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 1967, 336 pp.

Geomorfologie arctică

PORSILD, A. E., *Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America*, în « Geog. Rev. », *28*, 46—58 (1938).
SHARP, R. P., *Ground-ice mounds in tundra*, în « Geog. Rev. », *32*, 417—423 (1942).
SHARP, R. P., *Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory*, în « J. Geomorphology », 5, 274—301 (1942).
TABER, S., *Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *54*, 1433—1548 (1943).
WASHBURN, A. L., *Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, arctic Canada*, Geol. Soc. Am. Memoir, 22, 1947, 142 pp.
JENNESS, J. L., *Permafrost in Canada*, în « Arctic », *2*, 13—27 (1949).
BLACK, R. F., *Permafrost*, Cap. 14 din *Applied sedimentation* sub red. P. D. Trask, John Wiley and Sons, New York, 1950, pp. 247—275.
RAY, L. L., *Permafrost*, în « Arctic », *4*, 196—203 (1951).
FLINT, R. F., *The Ice Age in the North American arctic*, în « Arctic », *3*, 135—152 (1952).
JENNESS, J. L., *Erosive forces in the physiography of western arctic Canada*, în « Geog. Rev. », *42*, 238—252 (1952).
BLACK, R. F., *Permafrost — a review*, în « Geol. Soc. Am. Bull., » *65*, 839—856 (1954).
HOPKINS, D. M., T. N. V. KARLSTROM, *Permafrost and ground water in Alaska*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 264-F, 1954, 34 pp.
BIRD, J. B., *Terrain conditions in the central Canadian arctic*, în « Geog. Bull. », 7, 1—16 (1955).
MERCER, J. H., *Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *67*, 553—570 (1956).
WASHBURN, A. L., *Classification of patterned ground and review of suggested origins*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *67*, 823—866 (1956).
COOK, F. A., *Sorted circles at Resolute, N.W.T.*, în « Geog. Bull. », *11*, 78—81 (1958).
COOK, F. A., *Temperatures in permafrost at Resolute, N.W.T.*, în « Geog. Bull. », *12*, 5—18 (1958).

COOK, F. A., *A review of the study of periglacial phenomena in Canada*, în « Geog. Bull. », *13*, 22—38 (1959).
COOK, F. A., *Some types of patterned ground in Canada*, în « Geog. Bull. », *13*, 73—79 (1959).
FRASER, J. K., *Freeze-thaw frequencies and mechanical weathering in Canada*, în « Arctic », *12*, 40—53 (1959).
BROWN, R. J. E., *The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the U.S.S.R.*, în « Arctic », *13*, 163—177 (1960).
CARSON, C. E., K. M. HUSSEY, *Hydrodynamics in three arctic lakes*, în « J. Geol. », *68*, 585—600 (1960).
HENOCH, W. E. S., *Fluvio-morphological features of the Peel and lower Mackenzie Rivers*, în « Geog. Bull », *15*, 31—45 (1960).
CARSON, C. E., K. M. HUSSEY, *The oriented lakes of arctic Alaska*, în « J. Geol. », *70*, 417—439 (1963).
COOK, F. A., V. G. RAICHE, *Freeze-thaw cycles at Resolute, N.W.T.*, în « Geog. Bull. », *18*, 64—78 (1962).
DREW, J. V., J. C. F. TEDROW, *Arctic soil classification and patterned ground*, în « Arctic », *15*, 109—116 (1962).
MACKAY, J. R., *Pingos of the Pleistocene Mackenzie delta area*, în « Geog. Bull. », *18*, 21—63 (1962).
HUSSEY, K. M., R. W. MICHELSON, *Tundra relief features near Point Barrow, Alaska*, în « Arctic », *19*, 162—184 (1966).

Climele antarctice

MAWSON, D., *The antarctic cruise of the « Discovery »*, în « Geog. Rev. », *20*, 535—554 (1930).
GOULD, L. M., *Some geographical results of the Byrd antarctic expedition*, în « Geog. Rev. », *21*, 177—200 (1931).
RONNE, F., *Antarctic conquest*, G. P. Putnam's Sons, New York, 1949, 299 pp.
AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, *Antarctica in the International Geophysical Year*, Nat. Acad. Sci., Nat. Research Council, Washington, D.C., Publ. 462, 1956, 133 pp.
DUFEK, G. J., *Operation Deepfreeze*, Harcourt, Brace and Co., New York, 1957, 243 pp.
GOULD, L. M., *Antarctic prospect*, în « Geog. Rev. », *47*, 1—28 (1957).
NICHOLS, R. L., *Geologic features demonstrating aridity of McMurdo Sound area*, Antarctica, în « Am. J. Sci. », *26*, 20—31 (1963).
STEPANOVE, N. A., *The world's lowest temperature record*, în « Weatherwise », *16*, 268—269 (1963).
HAURWITZ, B., *Antarctic exploration*, în « Bull. Amer. Met. Soc. », *47*, 258—274 (1966).

Climele regiunilor înalte, efectele altitudinii

BOWMAN, I., *The Andes of Peru*, Henry Holt and Co., New York, 1916, 336 pp.
BOWMAN, I., *The country of the shepherds*, în « Geog. Rev. », *1*, 419—442 (1916).
HARSHBERGER, J. W., *Alpine fell-fields of eastern North America*, în « Geog. Rev. », 7, 233—255 (1919).
ATWOOD, W. W., *Utilization of the rugged San Juans*, în « Econ. Geog. », *3*, 193—209 (1927).
PEATTIE, R., *Andorra: A study in mountain geography*, în « Geog. Rev. », *19*, 218—233 (1929).
PEARSON, G. A., *Forest types in the southwest as determined by climate and soil*, U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull. 247, 1931, 144 pp.
ANTEVS, E., *Alpine zone of Mt. Washington Range*, Merrill and Webber Co., Auburn, Me., 1932, 118 pp.
PLATT, R. S., *Six farms in the Central Andes*, în « Geog. Rev. », *22*, 245—259 (1932).
MONAHAN, R. S. *Mt. Washington reoccupied*, Stephen Daye Press, Brattleboro, Vt., 1933, 270 pp.
GARNETT, A., *Insolation, topography and settlement in the Alps*, în « Geog. Rev. », *25*, 601—617 (1935).
PEATTIE, R., *Mountain geography. A critique and field study*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1936, 257 pp.
SEIFRIZ, W., *Vegetation zones in the Caucasus*, în « Geog. Rev. », *26*, 59—66 (1936).
DEFFONTAINES, P., *Mountain settlement in the central Brazilian Plateau*, în « Geog. Rev. », *27*, 394—413 (1937).
HANSON-LOWE, J., *Notes on the climate of the South Chinese-Tibetan borderland*, în « Geog. Rev. », *31*, 444—453 (1941).
IVES, R. L., *The beaver-meadow complex*, în « J. Geomorphology », *5*, 191—203 (1942).
SPENCER, J. E., W. L. THOMAS, *The hill stations and summer resorts of the Orient*, în « Geog. Rev. », *38*, 637—651 (1948).
MILLER, D. H., *Snow cover and climate in the Sierra Nevada*, California, Univ. of California Publ. in Geography, vol. XI, Berkeley, 1955, 218 pp.
DREWES, W. U., A. T. DREWES, *Climate and related phenomena of the eastern Andean slopes of central Peru*, Syracuse Univ. Research Institute, Syracuse, N.Y., 1957, 85 pp.
LOGAN, R. F., *Winter temperatures of a midlatitude desert mountain range*, în « Geog. Rev. », *51*, 236—252 (1961).
MILLER, M. M., *Glacio-meteorology on Mt. Everest in 1963*, în « Weatherwise », *17*, 167—179 (1964).

CAPITOLUL 18

Procese și factori pedogenetici

U. S. DEPT. AGRICULTURE, *Soils and men*, în « Department of Agriculture Yearbook, 1938 », Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1938, 1232 pp.
NIKIFOROFF, C. C., *Weathering and soil evolution*, în « Soil Science », *67*, 219—230 (1939).
JENNY, H., *Factors of soil formation*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1941, 281 pp.
KELLOGG, C. E., *The soils that support us*, The Macmillan Co., New York, 1941, 370 pp.
BRYAN, K., C. ALBRITTON, JR., *Soil phenomena as evidence of climatic changes*, în « Am. J. Sci. », *241*, 469—490 (1943).
NIKIFOROFF, C. C., *Introduction to paleopedology*, în « Am. J. Sci. », *241*, 194—200 (1943).
KELLEY, W. P., *Modern concepts of soil science*, în « Soil Science », *62*, 469—476 (1946).
NIKIFOROFF, C. C., *Stony soils and their classification*, în « Soil Science », *66*, 347—363 (1948).
MUCKENHIRN, R. J., E. P. WHITESIDE, E. H. TEMPLIN, R. F. CHANDLER, JR., L. T. ALEXANDER, *Soil classification and the genetic factors of soil formation*, în « Soil Science », *67*, 93—106 (1949).
KELLOGG, C. E., *Soil*, în « Scientific American », *185*, 30—39 (1950).
PENDLETON, R. L., D. NICKERSON, *Soil colors and special Munsell soil color charts*, în « Soil Sci. », *71*, 35—43 (1951).
BAVER, L. D., *Soil physics*, ed. III, John Wiley and Sons, New York, 1956, 489 pp.
CARTER, G. F., R. L. PENDLETON, *The humid soil: process and time*, în « Geog. Rev. », *46*, 488—507 (1956).
ALBRECHT, W. A., *Soil fertility and biotic geography*, în « Geog. Rev. », *47*, 86—105 (1957).

MILLAR, C. E., L. M. TURK, H. D. FOTH, *Fundamentals of soil science*, John Wiley and Sons, New York, 1958, 526 pp.
Symposium, *Modern concepts of soil genesis — A symposium*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *23*, 152—170 (1959).
COOPER, A. W., *An example of the role of microclimate in soil genesis*, în « Soil Sci. », *90*, 109—120 (1960).
STUART, D. M., M. A. FOSBERG, G. C. LEWIS, *Caliche in southwestern Idaho*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *25*, 132—135 (1961).
EYRE, S. R., *Vegetation and soils*, Aldine Publ. Co., Chicago, 1963, 324 pp. (Vezi partea I).
BIDWELL, O. W., F. D. HOLE, *Man as a factor in soil formation*, în « Soil Sci. », *99*, 65—72 (1965).
BUNTING, B. T., *The geography of soil*, Aldine Publ. Co., Chicago, 1965, 213 pp.
BUOL, S. W., *Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions*, în « Soil Sci. », *99*, 45—49 (1965).
DE VILLIERS, J. M., *Present soil-forming factors and processes in tropical and subtropical regions*, în « Soil Sci. », *99*, 50—57 (1965).
LANGFORD-SMITH, T., D. H. DURY, *Distribution, character and attitude of the duricrust in the northwest of New South Wales and the adjacent areas of Queensland*, în « Am. J. Sci. », *263*, 170—190 (1965).
MONEY, D. C., *Climate, soils and vegetation*, University Tutorial Press, Ltd., London, 1965, 272 pp.
RETZER, J. L., *Present soil-forming factors and processes in arctic and alpine regions*, în « Soil Sci. », *99*, 38—44 (1965).
RIECKEN, F. F., *Present soil-forming factors and processes in temperate regions*, în « Soil Sci. », *99*, 58—64 (1965).
STEPHENS, C. G., *Climate as a factor of soil formation through the Quaternary*, în « Soil Sci. », *99*, 9—14 (1965).
THORP, J., *The nature of the pedological record in the Quaternary*, în «Soil Sci.», 99, 1-8 (1965).
GILE, L. H., F. F. PETERSON, R. B. GROSSMAN, *Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils*, în « Soil Sci. », *101*, 347—360 (1966).
YAALON, D. H., B. YARON, *Framework for man-made soil changes — an outline of metapedogenesis*, în « Soil Sci. », *102*, 272—277 (1966).
LEGGET, R. F., *Soil: Its geology and use*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *78*, 1433—1460 (1967).

CAPITOLUL 19

Principii de clasificare a solurilor

MARBUT, C. F., *The rise, decline and revival of Malthusianism in relation to geography and character of soils*, în « Annals A.A.G. », *15*, 1—29 (1925).
GLINKA, K. D., *The great soil groups of the world and their development* (traducere de C. F. Marbut), Edwards Brothers, Ann Arbor, Mich., 1927, 235 pp.
WOLFANGER, L. A., *Major soil groups and some of their geographic implications*, în « Geog. Rev. », *19*, 94—113 (1929).
BALDWIN, M., C. E. KELLOGG, J. THORP, *Soil classification*, în « U.S. Dept. Agriculture Yearbook of Agriculture, 1938 », 979—1001 (1938).
KELLOGG, C. E., *Climate and soil*, în « Yearbook of Agriculture, 1941 », U.S. Dept. Agriculture, 265—291 (1941).
THORP, J., G. D. SMITH, *Higher categories of soil classification: order, suborder and great soil groups*, în « Soil Science », *67*, 117—126 (1949).
EDELMAN, C. H., *Soils*, în «Soil Sci.», *74*, 15—20 (1952).
PIERRE, W. H., *Relationship of soil classification to other branches of soil science*, în « Soil Sci., Soc. Amer. Proc. », *22*, 167—170 (1958).
EYRE, S. R., *Vegetation and soils, a world picture*, Aldine Publ. Co., Chicago, 1963, 324 pp.
BUNTING, B. T., *The geography of soil*, Aldine Publ. Co., Chicago, 1965, 213 pp. (Vezi Cap. IX).
KNOX, E. G., *Soil genesis, morphology, and classification*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *29*, 79—84 (1965).

A 7-a aproximaţie

SOIL SURVEY STAFF, *Soil Classification, A comprehensive System — 7th approximation*, U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Service, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1960.
SIMONSON, R., *Soil classification in the United States*, în « Science », *137*, 1027—1034 (1962).
CLINE, M. G., *Logic of the new system of soil classification*, în « Soil Sci. », *96*, 17—22 (1963).
JOHNSON, W. N., *Relation of the new comprehensive soil classification system to soil mapping*, în « Soil Sci. », *96*, 31—34 (1963).
KELLOGG, C. E., *Why a new system of soil classification?* în « Soil Sci. », *96*, 1—5 (1963).
SIMONSON, R. W., *Soil correlation and the new classification system*, în « Soil Sci., », *96*, 23—30 (1963).
SMITH, GUY D., *Objectives and basic assumptions of the new soil classification system*, în « Soil Sci. », *96*, 6—16 (1963).
STEPHENS, C. G., *The 7th approximation: Its application in Australia*, în « Soil Sci. », *96*, 40—48 (1963).
Symposium, *The seventh approximation — A symposium*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *27*, 212—228 (1963). (Şapte autori discută diferite aspecte ale celei de-a 7-a aproximaţii).
TAVERNIER, R., *The 7th approximation: Its application in western Europe*, în « Soil Sci. », *96*, 35—39 (1963).

Solurile de la latitudini medii

MARBUT, C. F., *Soils of the Great Plains*, în « Annals A.A.G. », *13*, 41—66 (1923).
STRAHORN, A. T., *Agriculture and soils of Palestine*, în « Geog. Rev. », *19*, 581—602 (1929).
WOLFANGER, L. A., *The major soil divisions of the United States*, John Wiley and Sons, New York, 1930, 150 pp. Tiraj epuizat.
MARBUT, C. F., *Russia and the United States in the world's wheat market*, în « Geog. Rev. », *21*, 1—21 (1931).
THORP, J., *The effects of vegetation and climate upon soil profiles in northern and northeastern Wyoming*, în « Soil Science », *32*, 283—302 (1931).
WOLFANGER, L. A., *Economic geography of the graybrownerths of the eastern United States*, în « Geog. Rev. », *21*, 276—296 (1931).
TAYLOR, G., *The soils of Australia in relation to topography and climate*, în « Geog. Rev. », *23*, 108—113 (1933).
DACHNOWSKI-STOKES, A. P., *Peat-land utilization*, în « Geog. Rev. », *24*, 238—250 (1934).
MARBUT, C. F., *Soils of the United States*, Partea a III-a din *Atlas of American Agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1935, 29 pp.
KELLOGG, C. E., *Development and significance of the great soil groups of the United States*, U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ. 229, 1936, 40 pp.

MOYER, R. T., *Agricultural soils in a loess region of North China*, în « Geog. Rev. », *26*, 414—425 (1936).
NIKIFOROFF, C. C., *The inversion of great soil zones in western Washington*, în « Geog. Rev. », *27*, 200—213 (1937).
FOSCUE, E. J., *Influence of contrasted soil types upon changing land values near Grapevine, Texas*, în « Annals A.A.G. », *28*, 137—144 (1938).
STRONG, H. M., *A land use record in blackland prairies of Texas*, în « Annals A A.G. », *28*, 128—236 (1938).
U.S. DEPT. AGRICULTURE, *Soils and man*, în «Department of Agriculture Yearbook, 1938», U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1938, 1232 pp., Partea a V-a, Soils of the United States.
THORP, J., *How soils develop under grass*, în « Yearbook of American Agriculture, 1948 », U.S. Dept. Agriculture, 55—66 (1948).
SMITH, R., *A comparison of the reddish chestnut soils of the United States with the redbrown earth of Australia*, în « Soil Science », *67*, 209—218 (1949).
HURST, F. B., *Climates prevailing in the yellow-gray earth and yellowbrown earth zones in New Zealand*, în « Soil Sci. », *72*, 1—19 (1951).
PUTNAM, D. F., *Pedogeography of Canada*, în « Geog. Bull. », *1*, 57—85, (1951).
KRUSEKOPF, H. H., *Soils of Missouri — Genesis of great soil groups*, în « Soil Sci. », *85*, 19—27 (1958).
STORIE, R. E., F. HARRADINE, *Soils of California*, în « Soil Sci. », *85*, 207—227 (1958).
MATELSKI, R. P., *Great soil groups of Nebraska*, în « Soil Sci. », *88*, 228—239 (1959)
GIDDENS, J., H. F. PERKINS, R. L. CARTER, *Soils of Georgia*, în « Soil Sci », *89*, 229—238 (1960).
HARRADINE, F., *Morphology and genesis of non-calcic brown soils in California*, în « Soil Sci. », *96*, 277—287 (1963).
PAPADAKIS, J., *Soils of Argentine*, în « Soil Sci. », *95*, 356—366 (1963).
RETZER, J. L., *Soil formation and classification of forested mountain lands in the United States*, în « Soil Sci. », *96*, 68—74, (1963).
HARRADINE, F., *Comparative morphology of lateritic and podzolic soils in California*, în « Soil Sci. », *101*, 142—151 (1966).

Solurile arctice

TEDROW, J. C. F., D. E. HILL, *Arctic brown soil*, în « Soil Sci. », *80*, 265—275 (1955).
TEDROW, J. C. F., J. E. CANTLON, *Concepts of soil formation and classification in arctic regions*, în « Arctic », *11*, 166—179 (1958).
HILL, D. E., J. C. F. TEDROW, *Weathering and soil formation in the Arctic environment*, în « Am. J. Sci. », *259*, 84—101 (1961).
TEDROW, J. C. F., L. A. DOUGLAS, *Soil investigations on Banks Island*, în « Soil Sci. », *98*, 53—65 (1964).
BLISS, L. C., G. M. WOODWELL, *An alpine podzol on Mount Katahdin, Maine*, în « Soil Sci. », *100*, 274—297 (1965).
TEDROW, J. C. F., *Polar desert soils*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *30*, 381—387 (1966).
BROWN, J., *Tundra soils formed over ice wedges, northern Alaska*, în « Soil Sci. Soc. Amer. Proc. », *31*, 686—691 (1967).

Solurile regiunilor tropicale și ecuatoriale

MARBUT, C. F., C. B. MANIFOLD, *The soils of the Amazon Basin in relation to agricultural possibilities*, în « Geog. Rev. », *16*, 414—442 (1926).
BENNETT, H. H., *Some geographic aspects of Cuban soils*, în « Geog. Rev.», *18*, 62—82 (1928).
THORP, J., M. BALDWIN, *Laterite in relation to soils of the tropics*, în « Annals A.A.G. », *30*, 163—194 (1940).
PENDLETON, R. L., *Laterite and its structural uses in Thailand and Cambodia*, în « Geog. Rev. », *31*, 177—202 (1941).
POWERS, W. L., *Soil development and land use in northern Venezuela*, în « Geog. Rev. », *35*, 273—285 (1945).
GOLDICH, S. S., H. R. BERGQUIST, *Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti, W.I.*, în « U.S. Geol. Survey Bull. », 954-C, 99—109 (1948).
VERMAAT, J. G., C. F. BENTLEY, *The age and channeling of Ceylon laterite*, în « Soil Sci. », *79*, 239—247 (1955).
BENNEMA, J., *The red and yellow soils of the tropical and subtropical uplands*, în « Soil Sci. », *95*, 250—257 (1963).
DUDAL, R., *Dark clay soils of tropical and subtropical regions*, în « Soil Sci. », *95*, 264—270 (1963).
EDELMAN, C. H., P. K. J. VAN DER VOORDE, *Important characteristics of alluvial soils in the tropics*, în « Soil Sci. », *95*, 258—263 (1963).
HARRIS, S. A., *On the classification of latosols and tropical brown earths of high-rainfall areas*, în « Soil Sci. », *96*, 210—216 (1963).
MUKERJEE, H. N., *Determination of nutrient needs of tropical soils*, in « Soil Sci. », *95*, 276—280 (1963).
VANN, J. H., *Developmental processes in laterite terrain in Amapá*, în « Geog. Rev. », *53*, 406—417 (1963).
MCNEIL, M., *Laterite soils*, în « Scientific American », *211*, 96—102, (1964).
TAN, K. H., *The andosols in Indonesia*, în « Soil Sci. », *99*, 375—378, (1965).

CAPITOLUL 20

Biogeografie, ecologie vegetală

CAMPBELL, D. H., *An outline of plant geography*, The Macmillan Co., New York, 1926, 392 pp.
CARTER, G. F., *The role of plants in geography*, în « Geog. Rev. », *36*, 121—131 (1946).
NEWBIGIN, MARION I., *Plant and animal geography*, ed. II, E. P. Dutton and Co., New York, 1948, 298 pp.
OOSTING, H. J., *The study of plant communities: an introduction to plant ecology*, ed. II, W. H. Freeman, San Francisco, 1956, 440 pp.
DANSEREAU PIERRE, *Biogeography: An ecological perspective*, The Ronald Press, New York, 1957, 394 pp.
DAUBENMIRE, R. F., *Plants and environment: A textbook of plant autecology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1959, 422 pp.
POLUNIN, NICHOLAS, *Introduction to plant geography and some related sciences*, McGraw-Hill Book Co. New York, 1960, 640 pp.
WAGNER, P. L., *Natural and artificial zonation in a vegetation cover: Chiapas, Mexico*, în « Geog. Rev. », *52*, 253—274 (1962).
GLEASON, H. A., A. CRONQUIST, *The natural geography of plants*, Columbia University Press, New York, 1964, 420 pp.
ROBBINS, W. W., T. E. WEIER, C. R. STOCKING, *Botany: An introduction to plant science*, ed. III, John Wiley and Sons, 1964.
MATHER, J. R., G. A. YOSHIOKA, *The role of climate in the distribution of vegetation*, în « Annals A.A.G. », *58*, 29—41 (1968).

Sisteme de clasificare a vegetației

KÜCHLER, A. W., *A geographic system of vegetation*, în « Geog. Rev. », *37*, 233—240 (1947).
KÜCHLER, A. W., *A physiognomic classification of vegetation*, în « Annals A.A.G. », *39*, 201—210 (1949).
KÜCHLER, A. W., *A comprehensive method of mapping vegetation*, în « Annals A.A.G. », *45*, 404—415 (1955).
KÜCHLER, A. W., *Classification and purpose in vegetation maps*, în « Geog. Rev. », *46*, 155—167 (1956).
DELAUBENFELS, D. J., *The status of "conifers" in vegetation classifications*, în « Annals A.A.G. », *47*, 145—149 (1957).
WAGNER, P. L., *A contribution to structural vegetation mapping*, în « Annals A.A.G. », *47*, 363—369 (1957).
KÜCHLER, A. W., *Potential natural vegetation of the coterminus United States, Map and Manual*, Amer. Geog. Soc., Special Publ. No. 36, 1964, 116 pp.
KÜCHLER, A. W., *Analyzing the physiognomy and structure of vegetation*, în « Annals A.A.G. », *56*, 112—127 (1966).

CAPITOLUL 21

Răspîndirea vegetației pe glob

SHANTZ, H. L., R. ZON, *Natural vegetation*, în *Atlas of American Agriculture Section E*, U.S. Department of Agriculture, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 29 pp.
BROCKMANN-JEROSCH, H., *Vegetation of the earth* (Hartă murală), Justus Perthes, Gotha, 1951.
DANSEREAU, P., *Biogeography: An ecological perspective*, The Ronald Press Co., New York, 1957, 394 pp.
POLUNIN, N., *Introduction to plant geography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1960, 640 pp.
EYRE, S. R., *Vegetation and soils*, Aldine Publishing Co., Chicago, 1963, 324 pp.
GLEASON, H. A., A. CRONQUIST, *The natural geography of plants*, Columbia University Press, New York, 1964, 420 pp.

Pădurea

BOWMAN, I., *The dwarf forests of southern California*, în « Am. Geog. Soc. Bull. », *45*, 13—16 (1913).
MATOON, W. R., *Forest trees and forest regions of the United States*, U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ. 217, 1936, 54 pp.
HODGE, W. B., *The vegetation of Dominica*, în « Geog. Rev. », *33*, 349—375, (1943).
RAUP, H. M., *Forests and gardens along the Alaska Highway*, în « Geog. Rev. », *35*, 22—48 (1945).
U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, *Trees*, în « Yearbook of Agriculture, 1949 », U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1949, 944 pp.
HARE, F. K., *Climate and zonal divisions of the boreal forest formation in eastern Canada*, în « Geog. Rev. », *40*, 615—635 (1950).
HUSTICH, I., *The boreal limits of the conifers*, în « Arctic », *6*, 149—162 (1953).
Amer. Geog. Society, *A world geography of forest resources*, Editat de Haden-Guest, Wright, Teclaff, The Ronald Press Co., New York, 1956, 736 pp.
HARE, F. K., R. G. TAYLOR, *The position of certain forest boundaries in southern Labrador-Ungava*, în « Geog. Bull. », *8*, 51—73 (1956).
RITCHIE, J. C., *Vegetation map from the southern spruce forest zone of Manitoba*, în « Geog. Bull. », *12*, 39—46 (1958).
HOPKINS, D. M., *Some characteristics of the climate in forest and tundra regions in Alaska*, în « Arctic », *12*, 215—220 (1959).
SJÖRS, H., *Bogs and fens in the Hudson Bay lowlands*, în « Arctic », *12*, 3—19 (1959).
VANN, J. H., *Landform-vegetation relationships in the Atrato delta*, în « Annals A.A.G. », *49*, 345—360 (1959).
THOMPSON, K., *Reparian forests of the Sacramento Valley, California*, în « Annals A.A.G. », *51*, 294—315 (1961).
PARSONS, J. J., *The acorn-hog economy of the oak woodlands of south-western Spain*, în « Geog. Rev. », *52*, 211—235 (1962).
COLE, M. M., *Vegetation and geomorphology in northern Rhodesia: An aspect of the distribution of the savanna of central Africa*, în « Geog. Jour. », *129*, 290—310 (1963).
KELLOGG, C. E., *Shifting cultivation*, în « Soil Sci. », *95*, 221—230 (1963).

Savana

WILLIAMS, L., *The Caura Valley and its forests*, în « Geog. Rev. », *31*, 414—429 (1941).
BATES, M., *Climate and vegetation in the Villavicencio region of eastern Colombia*, în « Geog. Rev. », *38*, 555—574 (1948).
GILLMAN, C., *A vegetation-types map of Tanganyika Territory*, în « Geog. Rev. », *39*, 7—31 (1949).
PARSONS, J. J., *The Miskito pine savanna of Nicaragua and Honduras*, în « Annals A.A.G. », *45*, 36—63 (1955).
SHANTZ, H. L., B. I. TURNER, *Photographic documentation of vegetational changes in Africa over a third of a century*, Univ. of Arizona, College of Agriculture, Tucson, 1958, 158 pp.
DAVIS, C. M., *Fire as a land-use tool in northeastern Australia*, în « Geog. Rev. », *49*, 552—560 (1959).

Fîneață

VISHER, S. S., *The biogeography of the northern Great Plains*, în « Geog. Rev. », *2*, 89—115 (1916).
SHANTZ, H. L., *The natural vegetation of the Great Plains*, în « Annals A.A.G. », *13*, 81—107 (1923).
U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, *Grass*, în « Yearbook of Agriculture, 1948 », U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1948, 892 pp.
LEOPOLD, L. B., *Vegetation of southwestern watersheds in the nineteenth century*, în « Geog. Rev. », *41*, 295—316 (1951).
WEAVER, J. E., F. W. ALBERTSON, *Grasslands of the Great Plains*, Johnsen Publ. Co., Lincoln, Nebr., 1957, 395 pp.
WATTS, F. B., *The natural vegetation of the southern Great Plains of Canada*, în « Geog. Bull. », *14*, 25—43 (1960).

Deșertul

BENNINGHOFF, W. S., *Interaction of vegetation and soil frost phenomena*, în « Arctic », *5*, 34—44 (1952).
ALEKSANDROVA, V. D., *Some regularities in the distribution of the vegetation in the arctic tundra*, în « Arctic », *13*, 147—162 (1960).
HENOCH, W. E. S., *String-bogs in the arctic 400 miles north of the tree-line*, în « Geog. Jour. », *126*, 335—339 (1960).
BLISS, L. C., *Adaptation of arctic and alpine plants to environmental conditions*, în « Arctic », *15*, 117—144 (1962).
THOMSON, D. F., *The Bibindu expedition: Exploration among the desert aborigines of Western Australia*,

în « Geog. Jour. », *128*. 1—14, 143—157, 262—278 (1962).
MAYCOCK, P. F., *An "Arctic forest" in the tundra of northern Ungava, Quebec*, în « Arctic », *19*, 114—144 (1966).

CAPITOLUL 22

Principii de geomorfologie

DAVIS, W. M., *Geographical essays*. Ginn and Co., Boston, 1909, 777 pp. Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
DAVIS, W. M., *The principles of geographical description*, în « Annals A.A.G. », *5*, 61—105 (1915).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp.
COTTON, C. A., *Landscape as developed by processes of normal erosion*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 1941, 301 pp.
COTTON, C. A., *Climatic accidents in landscape-making*, Whitcombe and Tombs, Christchurch, New Zealand, 1942, 354 pp.
COTTON, C. A., *Geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1949, 505 pp. Tiraj epuizat.
BRYAN, K., *The place of geomorphology in the geographic sciences*, în « Annals, A.A.G. », *40*, 196—208 (1950).
STRAHLER, A. N., *Dynamic basis of geomorphology*, în « Geol. Soc. Amer. Bull. », *63*, 923—938 (1952).
THORNBURY, W. D., *Principles of geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1954, 618 pp.
SHIMER, J. A., *The sculptured earth: the landscape of America*, Columbia Univ. Press, New York, 1959, 255 pp.
SCHEIDEGGER, A. E., *Theoretical geomorphology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1961, 333 pp.
CHORLEY, R. J., A. J. DUNN, R. P. BECKINSALE, *The history of the study of landforms, or the development of geomorphology*, vol. I, *Geomorphology before Davis*, Methuen and Co., London, 1964, 678 pp.
BIROT, P., *General physical geography*, John Wiley and Sons, New York, 1966, 360 pp. Cartea a II-a, *The landscapes of the continents*, pp. 111—343.
WYCKOFF, J., *Rock, time, and landforms*, Harper and Row, New York, 1966, 372 pp.
ZAKRZEWSKA, B., *Trends and methods in landform geography*, în « Annals A A G. », *57*, 128—165 (1967).

Rocile

DAVISON, E. H., *Field determination of rocks*, Chapman and Hall, London, 1938, 87 pp.
FENTON, C. L., M. A. FENTON, *The rock book*, Doubleday, Doran and Co., New York, 1940, 357 pp.
LOOMIS, F. B., *Field book of common rocks and minerals*, G. P. Putnam's Sons, New York, 1948, 352 pp.
FRITZEN, D. K., *The rock-hunter's field manual*, Harper and Bros., New York, 1959, 200 pp.
COMPTON, R. P., *Manual of field geology*, John Wiley and Sons, New York, 1962, 378 pp.
SPOCK, L. E., *Guide to the study of rocks*, ed. II, Harper and Row, New York, 1962, 298 pp.
KRUMBEIN, W. C., L. L. SLOSS, *Stratigraphy and sedimentation*, ed. II, W. H. Freeman, San Francisco, 1963, 660 pp.

Geologie generală

LONGWELL, C. R., R. F. FLINT, *Introduction to physical geology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1962, 504 pp.
ZUMBERGE, J. H., *Elements of geology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1963, 342 pp.
EARDLEY, A. J., *General college geology*, Harper and Row, N. Y., 1965, 499 pp.
HOLMES, A., *Principles of physical geology*, revizuit, The Ronald Press Co., New York, 1965, 1288 pp.
LEET, L. D., S. JUDSON, *Physical geology*, ed. III, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1965, 406 pp.
SPENCER, E. W., *Geology — A survey of earth science*, Thomas Y. Crowell Co., New York, 1965, 653 pp.
ROGERS, J. J., J. A. S. ADAMS, *Fundamentals of geology*, Harper and Row, New York, 1966, 425 pp.
SHELTON, J. S., *Geology illustrated*, W. H. Freeman, San Francisco, 1966, 434 pp.
GILLULY, J., A. C. WATERS, A. O. WOODFORD, *Principles of geology*, ed. III, W. H. Freeman, San Francisco, 1968, 687 pp.

CAPITOLUL 23

Interiorul Pămîntului și scoarța terestră

BULLEN, K. E., *The interior of the earth*, în « Scientific American », *193*, 56—61 (1955).
KAY, M., *The origin of continents*, în « Scientific American », *193*, 62—66 (1955).
JACOBS, J. A., R. D. RUSSELL, J. T. WILSON, *Physics and geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1959, 424 pp.
BILLINGS, M. P., *Diastrophism and mountain building*, în « Geol. Soc. Amer. Bull. », *71*, 363—398 (1960).
STRAND, T., *The Scandinavian Caledonides; A review*, in « Amer. J. Sci. », *259*, 161—172 (1961).
DIETZ, R. S., *Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building*, în « J. Geol. », *71*, 314—333, (1963).
AMBROSE, J. W., *Exhumed paleoplains of the Precambrian shield of North America*, în « Am. J. Sci. », *262*, 817—857 (1964).
WILLIAMS, H., *The Appalachians in northeastern Newfoundland — A two-sided symmetrical system*, în « Am. J. Sci. », *262*, 1137—1158 (1964).
DIETZ, R. S., *Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises*, în « Am. J. Sci. », 264, 177—193 (1966).
DIETZ, R. S., J. C. HOLDEN, *Miogeoclines (Miogeosynclines) in space and time*, în « J. Geol. », *74*, 566—583 (1966).
HURLEY, P. M., *The confirmation of continental drift*, în « Scientific American », *218*, 53—64 (1968).

Geologie și relief submarin

JOHNSON D., *The origin of submarine canyons*, Columbia Univ. Press, New York, 1939, 126 pp.
HESS, H. H., *Drowned ancient islands of the Pacific basin*, în « Am. J. Sci. », *244*, 772—791 (1946).
KUENEN, P. H., *Marine geology*, John Wiley and Sons, New York, 1950, 568 pp.
TOLSTOY, I., *Submarine topography in the North Atlantic*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *62*, 441—450 (1951).
SHEPARD, F. P., *Composite origin of submarine canyons*, în « J. Geol. », *60*, 84—96 (1952).
GUILCHER, A., *Coastal and submarine morphology*, John Wiley and Sons, New York, 1958, 274 pp.
HEEZEN, B. C., M. THARP, M. EWING, *The floors of the oceans*, Geol. Soc. Am., Special Paper 65, 1959, 122 pp.
GIBSON, W. M., *Submarine topography in the Gulf of Alaska*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *71*, 1087—1108 (1960).
DIETZ, R. S , G. SHUMWAY, *Arctic basin geomorphology*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 1319—1330 (1961).

SHEPARD, F. P., *Submarine geology*, ed. II, Harper and Row, New York, 1963, 557 pp.
EWING, M., J. I. EWING, M. TALWANI, *Sediment distribution in the oceans: the Mid-Atlantic Ridge*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *75*, 17—36, (1964).
WINSLOW, J. H., *Raised submarine canyons: An exploratory hypothesis*, în « Annals A.A.G. », *56*, 634—672 (1966).
SHEPARD, F. P., *The earth beneath the sea*, ediţie revăzută, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 1967, 242 pp.

Geologie istorică

DUNBAR, C. O., *Historical geology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1960, 500 pp.
KUMMEL, B., *History of the earth*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1961, 610 pp.
KAY, M., E. H. COLBERT, *Stratigraphy and life history*, John Wiley and Sons, New York, 1965, 736 pp.
WOODFORD, A. O., *Historical geology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1965, 512 pp.

CAPITOLUL 24

Procese şi forme de alterare

GILBERT, G. K., *Domes and dome structures of the High Sierras*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *15*, 29—36 (1904).
CVIJIĆ, J., *The evolution of lapiés*, în « Geog. Rev. », *14*, 26—49 (1924).
BLACKWELDER, E., *Exfoliation as a phase of rock weathering*, în « J. Geol. », *33*, 793—806 (1925).
BLACKWELDER, E., *Fire as an agent in rock weathering*, în « J. Geol. », *35*, 134—140 (1927).
BLACKWELDER, E., *Cavernous rock surfaces of the desert*, în « Am. J. Sci. », *17*, 393—399 (1929).
TABER, S. F., *Frost heaving*, în « J. Geol. », *37*, 428—461 (1929).
MATTHES, F. E., *Geologic history of Yosemite Valley*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 160, 1930, 137 pp. Vezi pag. 114—116.
TABER, S., *The mechanics of frost heaving*, în « J. Geol. », *38*, 303—317 (1930).
BLACKWELDER, E., *The insolation hypothesis of rock weathering*, în « Am. J. Sci. », *26*, 97—113 (1933).
BALK, R., *Disintegration of glaciated cliffs*, în « J. Geomorphology », *2*, 305—334 (1939).
CHAPMAN, R. W., *Monoliths in the White Mountains of New Hampshire*, în « J. Geomorphology », *3*, 300—310 (1940).
SMITH, L. L., *Weather pits in granite of the southern Piedmont*, în « J. Geomorphology », *4*, 117—127 (1941).
JAHNS, R. H., *Sheet structure in granites: its origin and uses as a measure of glacial erosion*, în « J. Geol. », *51*, 71—98 (1943).
WHITE, W. A., *Origin of granite domes in the southeastern Piedmont*, în « J. Geol. », *53*, 276—282 (1945).
REICHE, P., *A survey of weathering processes and products*, Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, 1950, 95 pp.
LINTON, D. L., *The problem of tors*, în « Geog. Jour. », *121*, 470—487, (1955).
RUHE, R. V., *Stone lines in soils*, în « Soil Sci. », *87*, 223—231 (1959).
RUXTON, B. P., L. BERRY, *Notes on faceted slopes, rock fans and domes on granite in the east-central Sudan*, în « Am. J. Sci. », *259*, 194—206 (1961).
OLLIER, C. D., *Insolation weathering: examples from central Australia*, în « Am. J. Sci. », *261*, 376—381 (1963).
WILLIAMS, L., *Regionalization of freeze-thaw activity*, în « Annals A.A.G. », *54*, 597—611 (1964).
ROTH, E. S., *Temperature and water content as factors in desert weathering*, în « J. Geol. », *73*, 454—468 (1965).

Deplasări în masă

ANDERSSON, J. G., *Solifluction, a component of subaerial denudation*, în « J. Geol. », *14*, 91—112 (1906).
HOWE, E., *Landslides in the San Juan Mountains*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 67, 1909, 58 pp.
CAPPS, S. R., JR., *Rock glaciers in Alaska*, în « J. Geol. », *18*, 359—375 (1910).
BLACKWELDER, E., *The Gros Ventre slide, an active earth-flow*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *23*, 487—492 (1912).
DALY, R. A., W. G. MILLER, G. S. RICE, *Report of the Commission appointed to investigate Turtle Mountain, Frank, Alberta, Canada;* Dept. Mines, Geol. Survey Branch, Ottawa, Memoir 27, 1912, 34 pp.
BLACKWELDER, E., *Mudflows as a geologic agent in semi-arid mountains*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *39*, 465—480 (1928).
SHARPE, C. F. S., *Landslides and related phenomena*, Columbia Univ. Press, New York, 1938, 137 pp.
PUTNAM, W. C., R. P. SHARP, *Landslides and earthflows near Ventura, Southern California*, în « Geog. Rev. », *30*, 591—600 (1940).
STRAHLER, A. N., *Landslides of the Vermilion and Echo Cliffs, northern Arizona*, în « J. Geomorphology », *3*, 285—296 (1940).
IVES, R. L., *Vegetative indications of solifluction*, în « J. Geomorphology », *4*, 128—132 (1941).
BLACKWELDER, E., *The process of mountain sculpture by rolling debris*, în « J. Geomorphology », *5*, 325—328 (1942).
SHARP, R. P., *Mudflow levees*, în « J. Geomorphology », *5*, 222—227, (1942).
SHARPE, C. F. S., *Relation of soil-creep to earthflow in the Appalachian Plateaus*, în « J. Geomorphology », *5*, 312—324 (1942).
WENTWORTH, C. K., *Soil avalanches on Oahu, Hawaii*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », 54, 53—64 (1943).
TERZAGHI, K., *Mechanism of landslides*, în « Geol. Soc. Am., Berkey Vol. », 83—123 (1950).
SHARP, R. P., L. H. NOBLES, *Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *64*, 547—560 (1953).
WILLIAMS, P. J., *Some investigations into solifluction features in Norway*, în « Geog. Jour. », *123*, 42—58 (1957).
BRICE, J. C., *Origin of steps on loess-mantled slopes*, U.S. Geol. Survey, Bull., 1071-C, 1958, 85 pp.
HIGHWAY RESEARCH BOARD, *Landslides and engineering practice*, Special Report 29, N.A.S.-N.R.C. Publication 544, Washington, D.C., 1958, 232 pp.
WAHRHAFTIG, C., A. COX, *Rock glaciers in the Alaska Range*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *70*, 383—436 (1959).
WILLIAMS, P. J., *An investigation into processes occurring in solifluction*, în « Am. J. Sci. », *257*, 481—490 (1959).
LUTZ, H. J., *Movement of rocks by uprooting of forest trees*, în « Am. J. Sci. », *258*, 752—756 (1960).
MERRIAM, R., *Portuguese Bend landslide, Palos Verdes Hills, California*, în « J. Geol. », *68*, 140—153 (1960).
KERR, P. F., *Quick clay*, în « Scientific American », *209*, 132—142, (1963).
WATSON, R. A., H. E. WRIGHT, JR., *Landslides on the east flank of the Chuska Mountains, northwestern New Mexico*, «în Am. J. Sci. », *261*. 525—548 (1963).

CRISP, D. T., M. RAWES, D. WELCH, *A Pennine peat slide*, în « Geog. Jour. », *130*, 519—524 (1964).
SCHUMM, S. A., R. J. CHORLEY, *The fall of a threatening rock*, în « Am. J. Sci. », *262*, 1041—1054 (1964).
SHREVE, R. L., *Sherman landslide, Alaska*, în « Science », *154*, 1639—1643 (1966).
KIRBY, M. J., *Measurement and theory of soil creep*, în « J. Geol. », *75*, 359—378 (1967).

CAPITOLUL 25

Scurgerea

GOLDTHWAIT, J. W., *The gathering of floods in the Connecticut River system*, în « Geog. Rev. », *18*, 428—445 (1928).
HOYT, W. G., *Rainfall and runoff in the United States*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 772, Washington, D.C., 1936, 301 pp.
CORBETT, D. M. ȘI ALȚII, *Stream-gauging procedure*, U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper, 888, 1943, 245 pp.
HOOVER, M. D., *Effect of removal of forest vegetation upon water yields*, în « Trans. Am. Geophysical Union », *25*, 969—977 (1944).
FOSTER, E. E., *Rainfall and runoff*. The Macmillan Co., New York. 1948, 487 pp.
WILM, H. G., E. G. DUNFORD, *Effect of timber cutting on water available for stream flow from a lodgepole pine forest*, U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull., 968, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1948, 43 pp.
LANGBEIN, W. ȘI ALȚII, *Annual runoff in the United States*, U.S. Geol. Survey Circular 52, 1949.
LINSLEY, R. K., M. A. KOHLER, J. L. H. PAULHUS, *Applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1949, 698 pp.
FOWLER, F. J., *Some problems of water distribution between East and West Punjab*, în « Geog. Rev. », *40*, 583—599 (1950).
COLMAN, E. A., *Vegetation and watershed management*, The Ronald Press Co., New York, 1953, 412 pp.
BORCHERT, J. R., *The surface water supply of American municipalities*, în «Annals A.A.G.», *44*, 15—32 (1954).
LANGBEIN, W. B., J. V. B. WELLS, *The water in the rivers and creeks*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 52—62 (1955).
VAN BURKALOW, A., *The geography of New York City's water supply: A study of interactions*, în « Geog. Rev. », *49*, 369—386 (1959).
WISLER, C. O., E. F. BRATER, *Hydrology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1959, 408 pp.
DAVIS, S. N., *Silica in streams and ground water*, în « Am. J. Sci. », *262*, 870—891 (1964).
KAZMANN, R. G., *Modern hydrology*, Harper and Row, New York, 1965, 301 pp.
GROVER, N. C., A. W. HARRINGTON, *Stream flow measurements, records and their uses*, Dover Publications, New York, 1966, 363 pp.
MACKAY, D. K., *Discharge of the Liard and Mackenzie rivers*, în « Geog. Bull. », *9*, 11—19 (1967).

Eroziunea și conservarea solului

BENNETT, H. H., *The geographical relation of soil erosion to land productivity*, în « Geog. Rev. », *18*, 579—605 (1928).
SHAW, C. F., *Erosion pavement*, în « Geog. Rev. », *19*, 638—641 (1929).
BENNETT, H. H., *The problem of soil erosion in the United States*, în « Annals A.A.G. », *21*, 147—170 (1931).
BENNETT, H. H., *The quantitative study of erosion technique and some preliminary results*, în « Geog. Rev. », *23*, 423—432 (1933).
SHARPE, C. F. S., *What is soil erosion?*, U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ. 286, 1938, 85 pp.
ROCKIE, W. A., *Man's effects on the Palouse*, în « Geog. Rev. », *29*, 34—45 (1939).
TIEH, T. M., *Soil erosion in China*, în « Geog. Rev. », *31*, 570—590 (1941).
BENNETT, H. H., *Adjustment of agriculture to its environment*, în «Annals A.A.G.», *33*, 163—198 (1943).
BENNETT, H. H., *Food comes from soil*, în « Geog. Rev. », *34*, 57—76 (1944).
CUMBERLAND, K. B., *Contrasting regional morphology of soil erosion in New Zealand*, în « Geog. Rev. », *34*, 77—95 (1944).
BENNETT, H. H., *Elements of soil conservation*, ed. II, McGraw-Hill Book Co., New York, 1955, 358 pp.
GOTTSCHALK, L. C., V. H. JONES, *Valleys and hills, erosion and sedimentation*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 135—143 (1955).
OSBORN, B., *How rainfall and runoff erode soil*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 127—135 (1955).
LEOPOLD, L. B., *Land use and sediment yield*, pag. 639—647 din *Man's role in changing the face of the Earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1956, 1193 pp.
STRAHLER, A. N., *The nature of induced erosion and aggradation*, pag. 621—638 din *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1956, 1193 pp.
STALLINGS, J. H., *Soil conservation*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1957, 575 pp.
CHORLEY, R. J., *The geomorphic significance of some Oxford soils*, în « Am. J. Sci. », *257*, 503—515 (1959).
BENNETT, H. H., *Soil erosion in Spain*, în « Geog. Rev. », *50*, 59—72 (1960).
TUCKFIELD, C. G., *Gully erosion in the New Forest, Hampshire*, în « Am. J. Sci. », *262*, 795—807 (1964).
SMITH, R. M., W. L. STAMEY, *Determining the range of tolerable erosion*, în « Soil Sci. », *100*, 414—424 (1965).

Inundațiile

BROOKS, C. F., A. H. THIESSEN, *The meteorology of the great floods in the eastern United States*, în « Geog. Rev. », *27*, 269—290 (1937).
BARROWS, H. K., *Floods, their hydrology and control*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1948, 432 pp.
LEOPOLD, L. B., T. MADDOCK, JR., *Big dams, little dams and land management*, The Ronald Press Co., New York, 1954, 278 pp.
LEOPOLD, L., T. MADDOCK, JR., *The flood control controversy*, The Ronald Press Co., New York, 1954, 255 pp.
BROWN, C. B., W. T. MURPHY, *Conservation begins on the watersheds*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 161—165 (1955).
FORD, E. C., W. L. COWAN, H. N. HOLTAN, *Floods — And a program to alleviate them*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 170—176 (1955).
HEARD, W. L., V. B. MACNAUGHTON, *The Yazoo-Little Tallahatchie flood prevention project*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 199—205 (1955).
HOYT, W. G., W. B. LANGBEIN, *Floods*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 1955, 469 pp.
KAUTZ, H. M., *The story of Sandstone Creek watershed*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 210—218 (1955).

Matson, H. O., W. L. Heard, G. E. Lamp, D. M. Ilch, *The possibilities of land treatment in flood prevention*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 176—179 (1955).

Storey, H. C., *Frozen soil and spring and winter floods*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 179—184 (1955).

Bordne, E., *Some hydrologic aspects of the flood of August, 1955, in a Connecticut valley*, în « Geog. Rev. », *47*, 211—223 (1957).

Burton, I., R. W. Kates, *The floodplain and the seashore: A comparative analysis of hazard-zone occupance*, în « Geog. Rev. », *54*, 366—385 (1964).

Haley, R. J., *The spring flood of April-May 1965 in the upper Mississippi Valley*, în « Weatherwise », *18*, 115—119 (1965).

Henry, W. K., *The ice jam floods of the Yukon River*, în « Weatherwise », *18*, 81—85 (1965).

Apa subterană

Bryan, K., *Classification of springs*, în « J. Geol. », *27*, 522—561, (1919).

Meinzer, O. E., *The occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles*, U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper 489, 1923, 321 pp.

Stearns, H. T., *Origin of large springs and their alcoves along the Snake River in southern Idaho*, în « J.Geol. », *44*, 429—450 (1936).

Hubbert, M. K., *Theory of ground water motion*, în « J. Geol. », *43*, 708—728 (1940).

Thomas, H. E., *The conservation of ground water*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1951, 321 pp.

Gregor, H. F., *The Southern California water problem in the Oxnard area*, în « Geog. Rev. », *42*, 16—36 (1952).

Meigs, P., *Water problems in the United States*, în « Geog. Rev. », *42*, 346—366 (1952).

Murray, G. W., *The water beneath the Egyptian western desert*, în « Geog. Jour. », 118, 443—452 (1952).

Garver, H. L., *Water supplies for homes in the country*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 655—663 (1955).

Muckel, D. C., *Pumping ground water so as to avoid overdraft*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 294—301 (1955).

Muckel, D. C., L. Schiff, *Replenishing ground water by spreading*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 302—310 (1955).

Parker, G. G., *The encroachment of salt water into fresh*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 615—635 (1955).

Rohwer, C., *Wells and pumps for irrigated lands*, în « Yearbook of Agriculture, 1955 », U.S. Dept. Agriculture, 285—295 (1955).

Thomas, H. E., *Changes in quantities and qualities of ground and surface waters*, pp. 542—563 din *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1956, 1193 pp.

Cressey, G. B., *Water in the desert*, în « Annals A.A.G. », *47*, 105—124 (1957).

Todd, D. K., *Ground water hydrology*, John Wiley and Sons, New York, 1959, 336 pp.

CAPITOLUL 26

Albiile rîurilor

Gilbert, G. K., *The transportation of debris by running water*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 86, 1914, 263 pp.

Johnson, D., *Baselevel*, în « J. Geol. », *37*, 575—582 (1929).

Johnson, D., *Streams and their significance*, în « J. Geol. », *40*, 481—497 (1932).

Mackin, J. H., *Concept of the graded river*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *59*, 463—512 (1948).

Holmes, C. D., *Stream competence and the graded stream profile*, în « Am. J. Sci. », *250*, 899—906 (1952).

Leopold, L. B., T. Maddock, Jr., *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 252, 1953, 57 pp.

Wolman, M. G., *The natural channel of Brandywine Creek*, Pa., U.S. Geol. Survey Prof. Paper 271, 1955, 56 pp.

Leopold, L. B., J. P. Miller, *Ephemeral streams — Hydraulic factors and their relation to the drainage net*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282-A, 1956, 37 pp.

Hack, J. T., *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 294-B, 1957, 97 pp.

Wolman, M. G., *Factors influencing erosion of a cohesive river bank*, în « Am. J. Sci. », *257*, 204—216 (1959).

Brush, L. M., Jr., M. G. Wolman, *Knick-point behavior in noncohesive material: A laboratory study*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *71*, 59—74 (1960).

Schumm, S. A., *The shape of alluvial channels in relation to sediment type*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 352-B, 1960, 30 pp.

Wolman, M. G., J. P. Miller, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*, în « J. Geol. », *68*, 54—74 (1960).

Schumm, S. A., *Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 352-C, 1961, 70 pp.

Carlston, C. W., *Drainage density and stream-flow*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-C, 1963, 8 pp.

Brice, J. C., *Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-D, 1964, 41 pp.

Leopold, L. B., M. G. Wolman, J. P. Miller, *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman, San Francisco, 1964, 552 pp.

Schumm, S. A., R. W. Lichty, *Time, space, and causality in geomorphology*, în « Am. J. Sci. », *263*, 110—119 (1965).

Leopold, L. B., W. W. Emmett, R. M. Myrick, *Channel and hillslope processes in a semiarid area, New Mexico*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 352-G, 1966, 253 pp.

Tuan, Y.-F., *New Mexican gullies: A critical review and some recent observations*, în « Annals A.A.G. », *56*, 573—597 (1966).

Wertz, J. B., *The flood cycle of ephemeral mountain streams in the southwestern United States*, în « Annals A.A.G. », *56*, 598—633 (1966).

Morisawa, M., *Streams: Their dynamics and morphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1968, 175 pp.

Chei, canioane, cascade

Powell, J. W., *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1875, 291 pp.

Gilbert, G. K., *Niagara Falls and their history*, în « Nat. Geog. Mag. Monograph 1 », 203—236 (1895). De asemenea în « The Physiography of the United States », American Book Co., New York, 203—236 (1896).

DARTON, M. H., *Examples of stream robbing in the Catskill Mountains*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *7*, 505—507 (1896).

DELLENBAUGH, F. S., *A canyon voyage*, G. P. Putnam's Sons, New York, 1908, 277 pp.

FREEMAN, O. W., *The Snake River Canyon*, în « Geog. Rev. », *28*, 597—608, (1938).

Aluviuni fluviatile, lunci, meandre.

MACAR, P. F., *Effects of cut-off meanders on the longitudinal profiles of streams*, în « J. Geol. », *42*, 523—536 (1934).

MELTON, F. A., *An empirical classification of floodplain streams*, în « Geog. Rev. », *26*, 593—609 (1936).

HAPP, S. C., G. RITTENHOUSE, G. C. DOBSON, *Some principles of accelerated stream and valley sedimentation*, U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull., 695, 1940, 134 pp.

FISK, H. N., *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi*, U.S. Army Corps of Engineers (Mississippi River Commission), 1944, 78 pp.

FISK, H. N., *Fine-grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity*, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 1947, 82 pp.

MATTHES, G. H., *Paradoxes of the Mississippi*, în « Scientific American », *184*, 19—23 (1951).

RUSSELL, R. J., *Alluvial morphology of Anatolian rivers*, în « Annals A.A.G. », *44*, 363—391 (1954).

LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN, *River channel patterns: braided, meandering and straight*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282-B, Washington, D.C., 1957, 47 pp.

WOLMAN, M. G., L. B. LEOPOLD, *River flood plains: some observations on their formation*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282-C, 1957, 109 pp.

BAGNOLD, R. A., *Some aspects of the shape of river meanders*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 282-E, 1960, 135—144.

CRICKMAY, C. H., *Lateral activity in a river of northwestern Canada*, în « J. Geol. », *68*, 377—391 (1960).

LEOPOLD, L., M. G. WOLMAN, *River meanders*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *71*, 769—794 (1960).

SCHMUDDE, T. H., *Some aspects of land forms of the lower Missouri River floodplain*, în « Annals A.A.G. », *53*, 60—73 (1963).

WHITE, G. F., *The Mekong River plan*, în « Scientific American », *208*, 49—60 (1963).

SIGAFOOS, R. S., *Botanical evidence of floods and floodplain deposition*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 485-A, 1964, 35 pp.

LANGBEIN, W. B., L. B. LEOPOLD, *River meanders — Theory of minimum variance*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-H, 1966, 15 pp.

LEOPOLD, L. B., W. B. LANGBEIN, *River meanders*, în « Scientific American », *214*, 60—70 (1966).

NELSON, J. G., *Man and geomorphic process in the Chemung River valley, New York and Pennsylvania*, în « Annals A.A.G. », *56*, 24—32 (1966).

Conuri de dejecție

ECKIS, R., *Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California*, în « J. Geol. », *36*, 224—247 (1928).

CHAWNER, W. D., *Alluvial fan flooding. The Montrose, California, flood of 1934*, în « Geog. Rev. », *25*, 255—263 (1955).

BEATY, C. B., *Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada*, în « Annals A.A.G. », *53*, 516—535 (1963).

BULL, W. B., *Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 352-E, 1964, 129 pp.

RUHE, R. V., *Landscape morphology and alluvial deposits in southern New Mexico*, în « Annals A.A.G. », *54*, 147—159 (1964).

DENNY, C. S., *Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 466, 1965, 62 pp.

MELTON, M. A., *The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona*, în « J. Geol. », *73*, 1—38 (1965).

DENNY. C. S., *Fans and pediments*, în « Am. J. Sci. », *265*, 81—105 (1967).

HOOK, R. LEB., *Processes on arid-region alluvial fans*, în « J. Geol. », *75*, 438—460 (1967).

Terase

DAVIS, W. M., *River terraces in New England*, în « Geographical essays » Ginn and Co., Boston, 514—586 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.

TREWARTHA, G. T., *The Prairie du Chien Terrace: geography of a confluence site*, în « Annals A.A.G. », *22*, 119—158 (1932).

MACKIN, J. H., *Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *48*, 813—894 (1937).

COTTON, C. A., *Classification and correlation of river terraces*, în « J. Geomorphology », *3*, 27—37 (1940).

FRYE, J. C. A. R. LEONARD, *Some problems of alluvial terrace mapping*, în « Am. J. Sci. », *252*, 242—251 (1954).

LEOPOLD, L. B., J. P., MILLER, *A postglacial chronology for some alluvial valleys in Wyoming*, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper, 1261, 1954, 90 pp.

MOSS, J. H., W. E. BONINI, *Seismic evidence supporting a new interpretation of the Cody Terrace near Cody, Wyoming*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 547—556 (1961).

Delte

SYKES, G., *The delta and estuary of the Colorado River*, în « Geog. Rev. », *16*, 232—255 (1926).

CRESSEY, G. B., *The Fenghsien landscape: a fragment of the Yangtze delta*, în « Geog. Rev. », *25*, 396—413 (1935).

RUSSELL, R. J., *Physiography of the Lower Mississippi delta*, Louisiana Conservation Dept., în « Bull. », *8*, 3—199 (1936).

SYKES, G., *The Colorado delta*, în « Am. Geog. Soc. Special Publ. », *19*, 1937, 193 pp.

RUSSELL, R. J., *Flotant*, în « Geog. Rev. », *32*, 74—98 (1942).

RUSSELL, R. J., *Geomorphology of the Rhone delta*, în « Annals A.A.G. », *32*, 149—254 (1942).

DOBBY, E. H. G., *The Kelantan delta*, în « Geog. Rev. », *41*, 226—255 (1951).

MACKAY, J. R., *The Mackenzie delta area, N.W.T.*, Memoir 8, Geographical Br., Mines and Tech. Surveys, Ottawa, 1963, 202 pp.

HOUSTON GEOLOGICAL SOCIETY, *Deltas in their geologic framework*, Houston, Texas, 1966, 251 pp.

Meandre îngropate

DAVIS W. M., *Meandering valleys and underfit rivers*, în « Annals A.A.G. », *3*, 3—28 (1913).

RICH, J. L., *Certain types of stream valleys and their meaning*, în « J. Geol. », *22*, 469—497 (1914).

MISER, H. D., K. W. TRIMBLE, S. PAIGE, *Rainbow Bridge, Utah*, în « Geog. Rev. », *13*, 518—531 (1923).
MOORE, R. C., *Origin of enclosed meanders on streams of the Colorado Plateau*, în « J. Geol. », *34*, 29—57, 97—130 (1926).
MAHARD, R. H., *Origin and significance of intrenched meanders*, în « J. Geomorphology », *5*, 32—44 (1942).
STRAHLER, A. N., *Elongate intrenched meanders of Conodoguinet Creek, Pa.*, în « Am. J. Sci. », *244*, 31—40 (1946).
DURY, G. H., *Contribution to the general theory of meandering valleys*, în « Am. J. Sci. », *252*, 193—224 (1954).
HACK, J. T., R. S. YOUNG, *Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River, Virginia*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 354-A, 1959, 10 pp.
DURY, G. H., *Misfit streams: problems in interpretation, discharge and distribution*, în « Geog. Rev. », *50*, 219—242 (1960).
DURY, G. H., *Underfit streams in relation to capture: A reassessment of the idea of W. M. Davis*, în « Inst. of British Geographers », Publ. No. 32, 83—94 (1963).

CAPITOLUL 27

Ciclul de eroziune

GILBERT, G. K., *Geology of the Henry Mountains*, U.S. Geog. and Geol. Survey, Rocky Mt. Region (Powell). Land sculpture, pp. 99—150 (1877).
DAVIS, W. M., *The geographical cycle*, în « Geographical essays », Ginn and Co., Boston, 1909, pp. 249—278. Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
RICH, J. L., *Cultural features and the physiographic cycle*, în « Geog. Rev. », *4*, 297—308 (1917).
DAVIS, W. M., *The scheme of the erosion cycle*, în « J. Geol. », *31*, 10—25 (1923).
JOHNSON, D. W., *Baselevel*, în « J. Geol. », *37*, 775—782 (1929).
GLOCK, W. S., *The development of drainage systems: A synoptic view*, în « Geog. Rev. », *21*, 475—482 (1931).
JOHNSON, D., *Development of drainage systems and the dynamic cycle*, în « Geog. Rev. », *23*, 114—121 (1933).
FENNEMAN, N. M., *Cyclic and non-cyclic aspects of erosion*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *47*, 173—186 (1936).
PELTIER, L., *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, în « Annals A.A.G. », *40*, 214—236, (1950).
MELTON, F. A., *Aerial photographs and structural geomorphology*, în « J. Geol. », *67*, 351—370 (1959).
HACK, J. T., *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*, în « Am. J. Sci. », *258*, 80—97 (1960).
MENARD, H. W., *Some rates of regional erosion*, în « J. Geol. », *69*, 154—161 (1961).
BRETZ, J. H., *Dynamic equilibrium and the Ozark land forms*, în « Am. J. Sci. », *260*, 427—438 (1962).
KING, L. C., *Morphology of the earth*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1962, 699 pp.
LEOPOLD, L. B., W. B. LANGBEIN, *The concept of entropy in landscape evolution*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 500-A, 1962, 20 pp.
SCHUMM, S. A., *The disparity between present rates of denudation and orogeny*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 454-H, 1963, 13 pp.
HOLMES, C. D., *Equilibrium in humid-climate physiographic processes*, în « Am. J. Sci. », *262*, 436—445 (1964).
JUDSON, S., D. F. RITTER, *Rates of regional denudation in the United States*, în « Jour. Geophysical Res. », *69*, 3395—3401 (1964).
HOLZNER, L., WEAVER, G. D., *Geographic evaluation of climatic and climo-genetic geomorphology*, în « Annals A.A.G. », *55*, 592—602 (1965).
HOWARD, A. D., *Geomorphological systems — equilibrium and dynamics*, în « Am. J. Sci. », *263*, 302—312, (1965).

Dezvoltarea pantelor

GILBERT, G. K., *The convexity of hilltops*, în « J. Geol. », *17*, 344—350 (1909).
BRYAN, K., *Gully gravure — A method of slope retreat*, în « Jour. Geomorphology », *3*, 89—107 (1940).
VON ENGELN, O. D. ȘI ALȚII, *Symposium: Walther Penck's contribution to geomorphology*, în « Annals A.A.G. », *30*, 219—284 (1940).
WHITE, S. E., *Processes of erosion on steep slopes of Oahu, Hawaii*, în « Am. J. Sci. », *247*, 168—186 (1949).
STRAHLER, A. N., *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*, în « Am. J. Sci. », *248*, 673—696, 800—814 (1950).
COTTON, C. A., *The erosional grading of convex and concave slopes*, în « Geog. Jour. », *143*, 197—204 (1952).
PENCK, W., *Morphological analysis of land forms*, Macmillan and Co., London, 1953, 429 pp.
HOLMES, C. D., *Geomorphic development in humid and arid regions: A synthesis*, în « Am. J. Sci. », *253*, 377—390 (1955).
COMMISSION FOR THE STUDY OF SLOPES, *First report*, International Geographical Union, Amsterdam, 1956, 155 pp.
SCHUMM, S. A., *The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes*, în « Am. J. Sci. », *254*, 693—706 (1956).
STRAHLER, A. N., *Quantitative slope analysis*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *67*, 571—596 (1956).
MELTON, M. A., *Intravalley variation in slope angles related to microclimate and erosional environment*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *71*, 133—144 (1960).
SCHEIDEGGER, A. E., *Mathematical models of slope development*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 37—50 (1961).
SAVIGEAR, R. A. G., *Some observations on slope development in North Devon and North Cornwall*, în « Inst. British Geographers », Publ. *31*, 23—42 (1962).
CULLING, W. E. H., *Theory of erosion on soil-covered slopes*, în « J. Geol. », *73*, 230—254 (1965).
MELTON, M. A., *Debris-covered hillslopes of the southern Arizona desert — Consideration of their stability and sediment contribution*, în « J. Geol. », *73*, 715—729 (1965).
SCHUMM, S. A., *The development and evolution of hillslopes*, în « Jour. Geol. Education », *14*, 98—104 (1966).
LAMARCHE, V. C., JR., *Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 352-I, 1968, 377 pp.

Peneplenele

DAVIS, W. M., *Base-level, grade and peneplain*, în « Geographical essays », Ginn and Co., Boston, 381—412 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
DAVIS, W. M., *Plains of marine and subaerial denudation*, în « Geographical essays ». Ginn and Co., Boston, 323—349 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.

DAVIS, W. M., *The peneplain*, în « Geographical essays », Ginn and Co., Boston, 350—380 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
DAVIS, W. M., *The Colorado Front Range*, în « Annals A.A.G. », *1*, 21—83 (1911).
JOHNSON, D., *Plains, planes and peneplanes*, în « Geog. Rev. », *1*, 443—447 (1916).
DAVIS, W. M., *Peneplains and the geographic cycle*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *23*, 587—598 (1922).
WARD, F., *The role of solution in peneplanation*, în « J. Geol. », *38*, 262—270 (1930).
RICH, J. L., *Recognition and significance of multiple erosion surfaces*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *49*, 1695—1722 (1938).
MEYERHOFF, H. A., *Migration of erosion surfaces*, în « Annals A.A.G. », *30*, 247—254 (1940).
DIXEY, F., *African Landscape*, în « Geog. Rev. », *34*, 457—465 (1944).
GEYL, W. F., *Geophysical speculations on the origin of stepped erosion surfaces*, în « J. Geol. », *68*, 154—176 (1960).

Ciclul de eroziune în regiunile cu climă aridă, pedimentele

McGEE, W. J., *Sheetflood erosion*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *8*, 87—112 (1897).
DAVIS, W. M., *The geographical cycle in an arid climate*, în « Geographical essays », Ginn and Co., Boston, 296—322 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
PAIGE, S., *Rock-cut surfaces of the desert ranges*, în « J. Geol. », *20*, 442—450 (1912).
DAVIS, W. M., *Rock floors in arid and humid climates*, în « J. Geol. », *38*, 1—27, 136—158 (1930).
BLACKWELDER, E., *Desert plains*, în « J. Geol. », *39*, 133—140 (1931).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1931, pp. 326—333, 340—348.
JOHNSON, D., *Planes of lateral corrosion*, în « Science », n. ser. *73*, 174—177 (1931).
JOHNSON, D., *Rock plains of arid regions*, în « Geog. Rev. », *22*, 656—665 (1932).
BAGNOLD, R. A., *A further journey through the Libyan Desert*, în « Geog. J. », *82*, 103—129, 211—235 (1933).
WILLIS, B., *Inselbergs*, în « Annals A.A.G. », *24*, 123—129 (1934).
RICH, J. L., *Origin and evolution of rock fans and pediments*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *46*, 999—1024 (1935).
DAVIS, W. M., *Sheetfloods and streamfloods*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *49*, 1337—1416 (1938).
PEEL, R. F., *Denudational landforms of the central Libyan Desert*, în « J. Geomorphology », *4*, 3—23 (1941).
HOWARD, A. D., *Pediments and the pediment pass problem*, în « J. Geomorphology », *5*, 3—31, 95—136 (1942).
CHILDS, O. E., *Geomorphology of the Little Colorado River, Arizona*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *59*, 353—388 (1948).
TATOR, B. A., *Pediment characteristics and terminology*, în « Annals A.A.G. », *42*, 295—317 și *43*, 47—53 (1952).
TUAN, Y.-F., *Structure, climate and basin land forms in Arizona and New Mexico*, în « Annals A.A.G. », *52*, 51—68 (1962).
MABBUTT, J. A., *Mantle-controlled planation of pediments*, în « Am. J. Sci. », *264*, 78 — 91 (1966).
DENNY, C. S., *Fans and pediments*, în « Am. J. Sci. », *265*, 81—105 (1967).
RAHN, P. H., *Sheetfloods, streamfloods, and the formation of pediments*, în « Annals A.A.G. », *57*, 593—604 (1967).
TWIDALE, C. R., *Origin of the piedmont angle as evidenced in South Australia*, în « J. Geol. », *75*, 393—411 (1967).

CAPITOLUL 28

Analiza cantitativă a reliefului fluviatil

HORTON, R. E., *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *56*, 275—370 (1945).
LANGBEIN, W. B. ȘI ALȚII, *Topographic characteristics of drainage basins*, U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper 968-C, 1947, 157 pp.
SMITH, K. G., *Standards of grading texture of erosional topography*, în « Am. Jour. Sci. », *248*, 655—668 (1950).
STRAHLER, A. N., *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *63*, 1117—1142 (1952).
STRAHLER, A. N., *Statistical analysis in geomorphic research*, în « J. Geol. », *62*, 1—25 (1954).
SCHUMM, S. A., *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, N. J.*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *67*, 597—646 (1956).
STRAHLER, A. N., *Quantitative slope analysis*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *67*, 571—596 (1956).
CHORLEY, R. J., *Climate and morphometry*, în « J. Geol. », *65*, 628—638, (1957).
MELTON, M. A., *Geometric properties of mature drainage and their representation in a E_4 phase space*, în « J. Geol. », *66*, 35—54 (1957).
STRAHLER, A. N., *Quantitative analysis of watershed geomorphology*, în « Trans. Am. Geophysical Union », *38*, 913—920 (1957).
MELTON, M. A., *Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents*, în « J. Geol. », *66*, 442—460 (1958).
MORISAWA, M., *Measurement of drainage-basin outline form*, în « J. Geol. », *66*, 587—591 (1958).
STRAHLER, A. N., *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *69*, 279—300 (1958).
GEYL, W. F., *Morphometric analysis and the world-wide occurrence of stepped erosion surfaces*, în « J. Geol. », *69*, 388—416 (1961).
CHORLEY, R. J., *Geomorphology and general systems theory*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 500-B, 1962. 10 pp.
CHORLEY, R. J., M. A. MORGAN, *Comparison of morphometric features, Unaka Mountains, Tennessee and North Carolina, and Dartmoor, England*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *73*, 17—34 (1962).
PELTIER, L. C., *Area sampling for terrain analysis*, în « Professional Geographer », *14*, 24—28 (1962).
LUBOWE, J. K., *Stream junction angles in the dendritic drainage pattern*, în « Am. J. Sci. », *262*, 325—339 (1964).
MORISAWA, M., *Development of drainage systems on an upraised lake floor*, în « Am. J. Sci. », *262*, 340—354 (1964).
STRAHLER, A. N., *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*, *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1964, partea 4-II.

WOODRUFF, J. F., *A comparative analysis of selected drainage basins*, în « Professional Geographer », *16*, 15—19 (1964).
CHORLEY, R. J., *The application of statistical methods to geomorphology*, pp. 275—387 din *Essays in Geomorphology*, sub red. G. H. DURY, Amer. Elsevier Publ. Co., New York, 1966.
CLARKE, J. I., *Morphometry from maps*, pp. 235—274 din *Essays in Geomorphology*, sub red. G. H. DURY, Amer. Elsevier Publ. Co., New York, 1966.
GOULD, S. J., *Allometry and size in ontogeny and phylogeny*, în « Biol. Reviews », *41*, 587—640 (1966).
MCCONNELL, H., *A statistical analysis of spatial variability of mean topographic slope on stream-dissected glacial materials*, în « Annals A.A.G. », *56*, 712—728 (1966).
SHREVE, R. L., *Statistical law of stream numbers*, în « J. Geol. », *74*, 17—37 (1966).
WOLDENBERG, M. J., *Horton's laws justified in terms of allometric growth and steady state in open systems*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *77*, 431—434 (1966).
SHREVE, R. L., *Infinite topologically random channel networks*, în « J. Geol. », *75*, 178—186 (1967).
WOLDENBERG, M. J., B. J. L. BERRY, *Rivers and central places: Analogous systems?* în « Jour. of Regional Sci. », *7*, 129—139 (1967).

CAPITOLUL 29

Ghețarii montani

BOYD, L. A., *Fiords of East Greenland*, în « Geog. Rev. », *22*, 529—561 (1932).
COOPER, W. S., *The problem of Glacier Bay, Alaska, A study of glacier variations*, în « Geog. Rev. », *27*, 37—62 (1937).
LEWIS, W. V., *The function of meltwater in cirque formation*, în « Geog. Rev. », *30*, 64—83 (1940).
SHARP, R. P., *The Wolf Creek glaciers, St. Elias Range, Yukon Territory*, în « Geog. Rev. », *37*, 26—52 (1947).
DYSON, J. L., *Shrinkage of Sperry and Grinnel glaciers, Glacier National Park, Montana*, în « Geog. Rev. », *38*, 95—103 (1948).
SHARP, R. P., *The constitution of valley glaciers*, în « J. Glaciology », *1*, 182—189 (1948).
LAWRENCE, D. B., *Glacier fluctuation for six centuries in southeastern, Alaska and its relation to solar activity*, în « Geog. Rev. », *40*, 191—223 (1950).
SHARP, R. P., *Accumulation and ablation on the Seward-Malaspina glacier system, Canada-Alaska*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *62*, 725—744 (1951).
FIELD, W. O., JR., C. J. HEUSSER, *Glaciers — Historians of climate*, în « Geog. Rev. », *42*, 337—345 (1952).
SHARP, R. P., *Glacier flow: a review*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *65*, 821—838 (1954).
BAIRD, P. D., *Glaciological research in the Canadian arctic*, în « Arctic », *8*, 96—108 (1955).
FIELD, W. O., JR., *Glaciers*, în « Scientific American », *193*, 84—92 (1955).
SHARP, R. P., *Glaciers in the arctic*, în « Arctic », *9*, 78—117 (1956).
HEUSSER, C. J., *Variations of Blue, Hoh and White Glaciers during recent centuries*, în « Arctic », *10*, 139—150 (1957).
SHARP, R. P., *The latest major advance of Malaspina Glacier, Alaska*, în « Geog. Rev. », *48*, 16—26 (1958).
MARCUS, M. G., *Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia*, în « Geog. Rev. », *50*, 89—106, (1960).
SHARP, R. P., *Glaciers*, Univ. of Oregon Press, Eugene, 1960, 78 pp.
DYSON, J. L., *The World of Ice*, Alfred A. Knopf, New York, 1962, 292 pp.
STONE, K. H., *The annual emptying of Lake George, Alaska*, în « Arctic », *16*, 27—40 (1963).
IVES, J. D., *Glacier terminal features in northeast Baffin Island*, în « Geog. Bull. », *9*, 62—70 (1967).

Relieful dezvoltat de ghețarii montani

ATWOOD, W. W., *The glaciation of the Uinta Mountains*, în « J. Geol. », *15*, 790—804 (1907).
DAVIS, W. M., *The sculpture of mountains by glaciers*, în « Geographical Essays », Ginn and Co., Boston, 1909, pp. 617—634. Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
ATWOOD, W. W., *Glaciation of the Uinta and Wasatch Mountains*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 61, 1909, 96 pp.
DAVIS, W. M., *Features of glacial origin in Montana and Idaho*, în « Annals A.A.G. », *10*, 75—148 (1920).
MARTIN, L., F. E., WILLIAMS, *An ice-eroded fiord*, în « Geog. Rev. », *14*, 576—596 (1924).
MATTHES, F. E., *Geologic history of the Yosemite Valley*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 160, 1930, Vezi pp. 45—97.
HUBBARD, G. C., *The geography of residence in Norway fiord areas*, în « Annals A.A.G. », *22*, 109—118 (1932).
MATTHES, F. E., *The incomparable valley; a geological interpretation of the Yosemite*, sub red. F. Fryxell, Univ. of California Press, Berkeley, 1950, 168 pp.
NICHOLS, R. L., M. M. MILLER, *Glacial geology of the Ameghino Valley, Lago Argentino, Patagonia*, în « Geog. Rev. », *41*, 274—294 (1951).
DYSON, J. L., *Ice-ridged moraines and their relation to glaciers*, în « Am. J. Sci. », *250*, 204—211 (1952).

Ghețarii de calotă

GOULD, L. M., *The Ross Ice Shelf*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *46*, 1367—1394 (1935).
DEMOREST, M., *Ice sheets*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *54*, 363—400 (1943).
KATZ, H. R., *Journey across the Nunataks of central East Greenland*, în « Arctic », *6*, 3—14 (1953).
SWITHINBANK, C., *Ice Shelves*, în « Geog. Jour. », *121*, 64—76 (1955).
NEUBURG, H. A. C. ȘI ALȚII, *The Filchner Ice Shelf*, în « Annals A.A.G. », *49*, 110—119 (1959).
CRARY, A. P., *The Antarctic*, în « Scientific American », *207*, 60—73 (1962).
ROBIN, G. DEQ., *The ice of the Antarctic*, în « Scientific American », *207*, 132—146 (1962).
WOOLARD, G. P., *The land of the Antarctic*, în « Scientific American », *207*, 151—166 (1962).
SWITHINBANK, C., *To the valley glaciers that feed the Ross Ice Shelf*, în « Geog. Jour. », *130*, 32—48 (1964).
HATHERTON, T., sub red., *Antarctica*, Frederick A. Praeger, New York — Washington, 1965, 511 pp.

Glaciațiunea pleistocenă

COLEMAN, A. P., *Ice ages recent and ancient*, The Macmillan Co., New York, 1926, 296 pp.
WRIGHT, W. B., *The Quaternary Ice Age*, Macmillan and Co., London, 1937, 478 pp.
FLINT, R. F., *Origin of the former North American ice sheet*, în « Geog. Rev. », *33*, 479—481 (1943).
FLINT, R. F. ȘI ALȚII, *Glacial map of North America*, în « Geol. Soc. Am., Special Paper 60 », 1945, 37 pp. *Part. 1, Glacial map; Part. 2, Explanatory notes.*

COLBERT, E. H. ȘI ALȚII, *Pleistocene of the Great Plains*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *59*, 541—630 (1948).
UPSON, J. E., *Late Pleistocene and recent changes of sea level along the coast of Santa Barbara County, California*, în « Am. J. Sci. », *247*, 94—115 (1949).
CARTER, G. F., *Evidence for Pleistocene man in Southern California*, în « Geog. Rev. », 40, 84—102 (1950).
FLINT, R. F., *The ice age in the North American Arctic*, în « Arctic », *5*, 135—152 (1952).
EMILIANI, C., *Pleistocene temperatures*, în « J. Geol. », *63*, 538—578 (1955).
STOKES, W. L., *Another look at the Ice Age*, în « Science », *122*, 815—821 (1955).
EWING, M., W. L. DONN, *A theory of ice ages*, în « Science », *123*, 1061—1066 (1956).
PLASS, G. N., *Carbon dioxide and the climate*, în « American Scientist ». *4*, 302—316 (1956).
CARTER, G. F., *Pleistocene man at San Diego*, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 1957, 400 pp.
FLINT, R. F., *Glacial and Pleistocene geology*, John Wiley and Sons, New York, 1957, 553 pp.
SAUER, C. O., *The end of the ice age and its witnesses*, în « Geog. Rev. », *47*, 29—43 (1957).
GEOL. ASSN. OF CANADA, *Glacial map of Canada, Toronto, Ontario*, scara 1 : 3.881.600, 50 × 62 incii, 1958.
HOUGH, J. L., *Geology of the Great Lakes*, Univ. of Illinois Press, Urbana, 1958, 313 pp.
FLINT, R. F., *Pleistocene climates in eastern and southern Africa*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *70*, 343—373 (1959).
LEIGHTON, M. M., *The classification of the Wisconsin glacial stage of north central United States*, în «J.Geol.», *68*, 529—552 (1960).
WRIGHT, H. E., JR., *Late Pleistocene climate of Europe: A review*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 933—984 (1961).
DONN, W. L., W. R. FARRAND, M. EWING, *Pleistocene ice volumes and sea-level lowering*, în « J. Geol. », *70*, 206—214 (1962).
FARRAND, W. R., *Postglacial uplift in North America*, în « Am. J. Sci. », *260*, 181—199 (1962).
SCHULTZ, G., *Glaciers and the Ice Age*, Holt, Rinehart and Winston, New York, 1963, 128 pp.
TANNER, W. F., *Cause and development of an ice age*, în « J. Geol. », *73*, 413—430 (1965).
WRIGHT, H. E., D. G. FREY, sub red., *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton, N.J., 1965, 922 pp.

Relieful dezvoltat de glaciațiunea continentală

CHAMBERLIN, T. C., *Rock-scorings of the great ice invasion*, U.S. Geol. Survey, 7th Ann. Rept., pp. 147—248, 1888.
ALDEN W. C., *The drumlins of southeastern Wisconsin*, U.S. Geol. Survey Bull., 273, 1905, 46 pp.
WHITBECK, R. H., *Economic aspects of glaciation in Wisconsin*, în « Annals A.A.G. », *3*, 62—87 (1913).
THWAITES, F. T., *The origin and significance of pitted outwash*, în « J. Geol. », *34*, 308—319 (1926).
FLINT, R. F., *Eskers and crevasse fillings*, în « Am. J. Sci. », 5th ser., *15*, 410—416 (1928).
FLINT, R. F., *The stagnation and dissipation of the last ice sheet*, în « Geog. Rev. », *19*, 256—289 (1929).
FLINT, R. F., *The classification of glacial deposits*, în « Am. J. Sci. », *19*, 169—176 (1930).
BROWN, T. C., *Kames and kame terraces of central Massachusetts*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *42*, 467—479 (1931).
COTTON, C. A., *Climatic accidents in landscape making* Whitcombe and Tombs, Christchurch, N. Z., 1942, 354 pp.
VON ENGELN, O. D., *Glacial diversion of drainage*, în « Annals A.A.G. », *35*, 79—120 (1945).
GRAVENOR, C. P., *Bedrock source of tills in southwestern Ontario*, în « Am. J. Sci. », *249*, 66—71 (1951).
GRAVENOR, C. P., *The origin of drumlins*, în « Am. J. Sci. », *251*, 674—681 (1953).
HORBERG, L., R. C. ANDERSON, *Bedrock topography and Pleistocene glacial lobes in central United States*, în « J. Geol. », *64*, 101—116 (1956).
ARONOW, S., *Drumlins and related streamlines features in the Warwick-Tokio Area, North Dakota*, în « Am. J. Sci. », *257*, 191—203 (1959).
GRAVENOR, C. P., W. O. KUPSCH, *Ice-disintegration features in western Canada*, în « J. Geol. », *67*, 48—64 (1959).
VON ENGELN, O. D., *The Finger Lakes Region: Its origin and nature*, Cornell University Press, Ithaca, N.Y., 1961, 156 pp.
KUPSCH, W. O., *Ice-thrust ridges in western Canada*, în « J. Geol. », *70*, 582—594 (1962).
REED, B., C. J. GALVIN, JR., J. P. MILLER, *Some aspects of drumlin geometry*, în « Am. J. Sci. », *260*, 200—210 (1962).

CAPITOLUL 30

Țărmurile, procese de formare și clasificare

GILBERT, G. K., *Lake Bonneville*, U.S. Geol. Survey, Monograph 1, pp. 29—65, 1890.
COTTON, C. A., *Fault coasts of New Zealand*, în « Geog. Rev. », *1*, 20—33 (1916).
COTTON, C. A., *The outline of New Zealand*, în « Geog. Rev. », *6*, 320—340 (1918).
JOHNSON, D. W., *Shore processes and shoreline development*, John Wiley and Sons, New York, 1919, 584 pp. Reeditare 1965, Hafner Publ., New York.
SHARP, H. S., *The physical history of the Connecticut shoreline*, *State of Connecticut*, Geol. and Nat. Hist. Survey, Bull., 46, 1929, 97 pp.
PUTNAM, W. C., *The marine cycle of erosion for a steeply sloping shoreline of emergence*, în « J. Geol. », *45*, 844—850 (1937).
SHEPARD, F. P., *Revised classification of marine shorelines*, în « J. Geol. », *45*, 602—624 (1937).
LUCKE, J., *Marine shorelines reviewed*, în « J. Geol. », *46*, 985—995 (1938).
BROWN, C. W., *Hurricanes and shoreline changes in Rhode Island*, în « Geog. Rev. », *29*, 416—430 (1939).
STEERS, J. A., *The coastline of England and Wales*, Cambridge Univ. Press, New York, 1946, 644 pp.
MUNK, W. H., M. A. TRAYLOR, *Refraction of ocean waves: A process linking underwater topography to beach erosion*, în « J. Geol. », *40*, 1—26 (1947).
KUENEN, P. H., *Marine geology*, John Wiley and Sons, New York, 1950, 568 pp.
COTTON, C. A., *Deductive morphology and genetic classification of coasts*, în « Scientific Monthly », *78*, 163—181 (1954).
COTTON, C. A., *The theory of secular marine planation*, în « Am. J. Sci. », *253*, 580—589 (1955).
DAVIS, J. H., *Influences of man upon coast lines*, pp. 504—521 din *Man's role in changing the face of the Earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1956, 1193 pp.
GUILCHER, A., *Coastal and submarine morphology*, John Wiley and Sons, New York, 1958, 274 pp.
MCGILL, J. T., *Map of coastal landforms of the world* (cu hartă separată), în « Geog. Rev. », *48*, 402—405 (1958).

KING, C. A. M., *Beaches and coasts*, Edward Arnold, London, 1959, 403 pp.
DIETZ, R. S., *Wave-base, marine profile of equilibrium and wave-built terraces: A critical appraisal*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *74*, 971—990 (1963).
SHEPARD, F. P., *Submarine geology*, ed. II, Harper and Row, New York, 1963, 556 pp.
BASCOM, W., *Waves and beaches*, Doubleday and Co., New York, 1964, 260 pp.
ALEXANDER, C. S., *A method of descriptive shore classification and mapping as applied to the northeast coast of Tanganyka*, în « Annals A.A.G. », *56*, 128—140 (1966).

Plaje, cordoane litorale

DAVIS W. M., *The outline of Cape Cod*, în « Geographical esays », Ginn and Co., Boston, 690—724 (1909). Reeditare 1954, Dover Publications, New York.
JOHNSON, D. W., W. G. REED, *The form of Nantasket Beach*, Mass., în « J. Geol. », *18*, 162—189 (1910).
EVANS, O. F., *The classification and origin of beach cusps*, în « J. Geol. », *46*, 615—627 (1938).
EVANS, O. F., *The origin of spits, bars and related structures*, în « J. Geol. », *50*, 846—865 (1942).
GRANT, U. S., *Waves as a sand-transporting agent*, în « Am. J. Sci. », *241*, 117—123 (1943).
KRUMBEIN, W. C., *Geological aspects of beach engineering*, Geol. Soc. Am., *Berkey Vol.*, pp. 195—223 (1950).
ZEIGLER, J. M., C. R. HAYES, S. D. TUTTLE, *Beach changes during storms on outer Cape Cod, Massachusetts*, în « J. Geol. », *67*, 318—336 (1959).
BIRD, E. C. F., *The coastal barriers of East Gippsland, Australia*, în « Geog. Jour. », *127*, 460—468 (1960).
NICHOLS, R. L., *Characteristics of beaches formed in polar climates*, în « Am. J. Sci. », *259*, 694—708 (1961).
ZEIGLER, J. M., S. D. TUTTLE, *Beach changes based on daily measurements of four Cape Cod beaches*, în « J. Geol. », *69*, 583—599 (1961).
TANNER, W. F., *Reorientation of convex shores*, în « Am. J. Sci. », *260*, 37—43, (1962).
RUSSELL, R. J., W. G. MCINTYRE, *Southern hemisphere beach rock*, în « Geog. Rev. », *55*, 17—45 (1965).
YASSO, W. E., *Plan geometry of headland-bay beaches*, în « J. Geol. », *73*, 702—714 (1965).
DOLAN, R., *Beach changes on the outer banks of North Carolina*, în « Annals, A.A.G. », *56*, 699—711 (1966).
STRAHLER, A. N., *Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey*, în « J. Geol. », *74*, 247—268 (1966).
DOLAN, R., J. C. FERM, *Crescentic landforms along the Atlantic Coast of the United States*, in « Science », *159*, 627—629 (1968).

Insule-barieră, portițe

PATTON, R. S., *Moriches Inlet: a problem in beach evolution*, în « Geog. Rev. », *21*, 627—632 (1931).
HITCHCOCK, C. B., *The evolution of tidal inlets*, în « Geog. Rev. », *24*, 653—654 (1934).
RUSSELL, R. J., H. V. HOWE, *Cheniers of southwestern Louisiana*, în « Geog. Rev. », *25*, 449—461 (1935).
HOWARD, A. D., *Hurricane modification of the offshore bar of Long Island*, New York, în « Geog. Rev. », *29*, 400—415 (1939).
ZEIGLER, J. M., *Origin of the Sea Islands of the southeastern United States*, în « Geog. Rev. », *49*, 222—237 (1959).
HOYT, J. H., *Barrier island formation*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *78*, 1125—1136 (1967).

Țărmuri cu faleză, țărmuri înălțate

DAVIS, W. M., *The Halligs, vanishing islands of the North Sea*, în « Geog. Rev. », *13*, 99—106 (1923).
STEARNS, H. T., *Shore benches on the Island of Oahu, Hawaii*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *46*, 1467—1482 (1935).
JUTSON, J. T., *Shore platforms near Sydney, N.S.W.*, în « J. Geomorphology », *2*, 236—250 (1939).
EDWARDS, A. B., *Storm-wave platforms*, în « J. Geomorphology », *4*, 223—236 (1941).
WENGERD, S., *Elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island, Canadian Arctic*, în « Geog. Rev. », *41*, 622—637 (1951).
FAIRBRIDGE, R. W., *The changing level of the sea*, în « Scientific American », *202*, 69—79 (1960).
ALEXANDER, C. S., *The marine terraces of Aruba, Bonaire, and Curacao, Netherlands Antilles*, în « Annals A.A.G. », *51*, 102—123 (1961).
BUTZER, K. W., *Coastal geomorphology of Majorca*, în « Annals A.A.G. », *52*, 191—212 (1962).
RUSSELL, R. J., *Recent recession of tropical cliffy coasts*, în « Science », *139*, 9—15 (1963).
BYRNE, J. V., *An erosional classification for the northern Oregon coast*, în « Annals A.A.G. », *54*, 329—335 (1964).
MCINTYRE, W. G., H. J. WALKER, *Tropical cyclones and coastal morphology in Mauritius*, în « Annals A.A.G. », *54*, 582—596 (1964).
SUGDEN, D. E., B. S. JOHN, *The raised marine features of Kjove Land, East Greenland*, în « Geog. Jour. », *131*, 235—247 (1965).
SNEAD, R. E., *Recent morphological changes along the coast of West Pakistan*, în « Annals A.A.G. », *57*, 550—565 (1967).

Estuare, depozite de maree

LUCKE, J. B., *A theory of evolution of lagoon deposits on shorelines of emergence*, în « J. Geol. », *42*, 561—584 (1934).
HELLINGS, F., *Water control*, în « Soil Sci. », 74, 21—33 (1952).
ZUUR, A. J., *Drainage and reclamation of lakes and of the Zuiderzee*, în « Soil Sci. », *74*, 75—89 (1952).
WEST, C., *Mangrove swamps of the Pacific coast of Colombia*, în « Annals A.A.G. », *46*, 98—121 (1956).
THOMPSON, K., *Origin and use of the English peat fens*, în « Scientific Monthly », *81*, 68—76 (1957).
AHNERT, F., *Estuarine meanders in the Chesapeake Bay area*, în « Geog. Rev. », *50*, 390—401 (1960).
MYRICK, R. M., L. B. LEOPOLD, *Hydraulic geometry of a small tidal estuary*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-B, 1963, 18 pp.
EL-ASHRY, M. T., H. R. WANLESS, *Birth and early growth of a tidal delta*, în « J. Geol. », *73*, 404—406 (1965).
PESTRONG, R., *The development of drainage patterns on tidal marshes*, în « Stanford Univ. Publ. Geol. Sciences », *10*, No. 2, 1965, 87 pp.
LAUFF, G. H., sub red., *Estuaries*. Amer. Assn. Advancement of Science, Publication No. 83. Washington, 1967, 757 pp.

Recifi coraligeni, atoli

DANA, J. D., *Corals and coral islands*, Dodd and Mead, New York, 1874, 406 pp.
DARWIN, C., *The structure and distribution of coral reefs*, ed. III, Appleton and Co., New York, 1898, 344 pp.
DAVIS, W. M., *The barren reef of Tagula, New Guinea*, în « Annals A.A.G. », *12*, 97—151 (1922).

DAVIS, W. M., *The coral reef problem*, în « Am. Geog. Soc. Special Publ. », *9*, 1928, 596 pp.
STEERS, J. S., *The Queensland coast and the Great Barrier Reefs*, în « Geog. Jour. », *74*, 232—370 (1929).
STEERS, J. A., *The coral islands and associated features of the Great Barrier Reefs*, în « Geog. Jour. », *89*, 1—146 (1937).
STEERS, J. A., *The cays and palisadoes, Port Royal, Jamaica*, în « Geog. Rev. », *30*, 279—296 (1940).
STEERS, J. A., *The coral cays of Jamaica*, în « Geog. Jour. », *95*, 30—42 (1940).
STEARNS, H. T., *An integration of coral-reef hypotheses*, în « Am. J. Sci. », *244*, 772—791 (1946).
EMERY, K. O., *Submarine geology of Bikini atoll*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *59*, 855—860 (1948).
TEICHERT, C., R. W. FAIRBRIDGE, *Some coral reefs of the Sahul Shelf*, în « Geog. Rev. », *38*, 222—249 (1948).
FAIRBRIDGE, R. W., *Recent and Pleistocene coral reefs of Australia*, în « J. Geol. », *58*, 330—401 (1950).
MURPHY, R. E., *The economic geography of a Micronesian atoll*, în « Annals A.A.G. », *40*, 58—83 (1950).
CLOUD, P. E., JR., *Surficial aspects of modern organic reefs*, în « Scientific Monthly », *78*, 195—208 (1954).
MCKEE, E. D., *Geology of Kapingamaraangi Atoll, Caroline Islands*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *69*, 241—278 (1958).
WIENS, H. J., *Atoll development and morphology*, în « Annals A.A.G. », *49*, 31—54 (1959).
WALKER, H. J., *Coral and lime industry of Mauritius*, în « Geog. Rev. », *52*, 325—336 (1962).

CAPITOLUL 31

Deflaţia

STUNTZ, S. C., E. E. FREE, *The movement of soil material by the wind*, U.S. Dept. Agriculture, Bureau of Soils, Bull. 68, 1911, 272 pp.
HOBBS, W. H., *The erosional and degradational processes of desert depressions*, în « Annals A.A.G. », *7*, 25—60 (1917).
BRYAN, K., *Wind erosion near Lee's Ferry*, în « Am. J. Sci. », 5th ser., *6*, 290—307 (1923).
BLACKWELDER, E., *The lowering of playas by deflation*, în « Am. J. Sci. », 5th ser., *21*, 140—144 (1931).
PAGE, L. R., R. W. CHAPMAN, *The dust fall of Dec. 15—16, 1933*, în « Am. J. Sci. », 5th ser., *28*, 288—297 (1933).
BLACKWELDER, E., *Yardangs*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *45*, 159—166 (1934).
KELLOG, C. E., *Soil blowing and dust storms*, în « U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ., » *221*, 1935, 11 pp.
KING, L. C., *Wind-faceted stones from Marlborough, New Zealand*, în « J. Geol. », *44*, 201—213 (1936).
MAXSON, J. H., *Fluting and faceting of rock fragments*, în « J. Geol. », *48*, 717—751 (1940).
LEVERETT, F., *Wind work accompanying or following the Iowan glaciation*, în « J. Geol. », *50*, 548—559 (1942).
SHARP, R. P., *Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming*, în « J. Geol. », *57*, 175—195 (1949).
HIGGINS, C. G., *Formation of small ventifacts*, în « J. Geol. », *64*, 506—516 (1956).

Dunele

BRADWELL, H. J. L., *The sand dunes of the Libyan Desert*, în « Geog. J. », *35*, 379—395 (1910).
MADIGAN, C. T., *The Australian sand-ridge deserts*, în « Geog. Rev. », *26*, 205—227 (1936).
SMITH, H. T. U., *Sand dune cycle in western Kansas*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *50*, 1934—1935 (1939).
MELTON, F. A., *A tentative classification of dunes*, în « J. Geol. », *48*, 113—173 (1940).
BAGNOLD, R. A., *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen and Co., London, 1941, 265 pp.
HACK, J. T., *Dunes of the Navajo country*, în « Geog. Rev. », *31*, 240—263 (1941).
CAPOT-REY, R., *Dry and humid morphology in the western Erg.*, în « Geog. Rev. », *35*, 391—407 (1945).
BAGNOLD, R. A., *Sand formations in southern Arabia*, în « Geog. Jour. », *117*, 78—86 (1951).
BLACK, R. F., *Eolian deposits of Alaska*, în « Arctic », *3*, 89—111 (1951).
LANDSBERG, S. Y., *The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to wind*, în « Geog. Jour. », *122*, 176—189 (1956).
COOPER, W. S., *Coastal sand dunes of Oregon and Washington*, în « Geol. Soc. Am. Memoir 72 », 1958, 169 pp.
GROVE, A. T., *The ancient erg of Hausaland, and similar formations on the south side of the Sahara*, în « Geog. Jour. », *124*, 528—533 (1958).
OLSON, J. S., *Lake Michigan dune development*, în « J. Geol. », *66*, 254—263, 345—351, 473—483 (1958).
FINKEL, H. J., *The barchans of southern Peru*, în « J. Geol. », *67*, 614—647 (1959).
IVES, R. L., *Shell dunes of the Sonoran shore*, în « Am. J. Sci. », *257*, 449—457 (1959).
SIMONETT, D. S., *Development and grading of dunes in western Kansas*, în « Annals A.A.G. », *50*, 216—218 (1960).
NORRIS, R. M., K. S. NORRIS, *Algodones dunes of southeastern California*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 605—620 (1961).
SHARP, R. P., *Wind ripples*, în « J. Geol. », *71*, 617—636 (1963).
STOKES, W. L., *Incised, wind-aligned stream patterns of the Colorado Plateau*, în « Am. J. Sci. », *262*, 808—816 (1964).
SMITH, H. T. U., *Dune morphology and chronology in central and western Nebraska*, în « J. Geol. », *73*, 557—578 (1965).
NORRIS, R. M., *Barchan dunes of Imperial Valley, California*, în « J. Geol. », *74*, 292—306 (1966).
SHARP, R. P., *Kelso dunes, Mojave Desert, California*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *77*, 1045—1084 (1966).
BEHEIRY, S. A., *Sand forms in the Coachella Valley, southern California*, în « Annals A.A.G. », *57*, 25—48 (1967).

Loessul

FULLER, M. L., *Some unusual features of the loess of China*, în « Geog. Rev. », *12*, 570—584 (1922).
FULLER, M. L., F. G. CLAPP, *Loess and rock dwellings of Shensi, China*, în « Geog. Rev. », *14*, 215—226 (1924).
BARBOUR, G. B., *Recent observations on the loess of North China*, în « Geog. J. », *86*, 54—64 (1935).
MOYER, R. T., *Agricultural soils in a loess region of North China*, în « Geog. Rev. », *26*, 414—425 (1936).
RUSSELL, R. J., *Lower Mississippi Valley loess*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *55*, 1—40 (1940).
BRYAN, K., *Glacial versus desert origin of loess*, în « Am. J. Sci. », *243*, 245—248 (1945).
Symposium on Loess, în « Am. J. Sci. », *243*, 225—303 (1945). Zece comunicări asupra loessului.
LEIGHTON, M. M., H. B. WILLMAN, *Loess formations of the Mississippi Valley*, în « J. Geol. », *58*, 599—623 (1950).

FISK, H. N., *Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi Valley*, în « J. Geol. », *59*, 333—356 (1951).
FRYE, J. C., A. B. LEONARD, *Stratigraphy of the late Pleistocene loess of Kansas*, în « J. Geol. », *59*, 287—305 (1951).
PÉWÉ, T. L., *An observation on wind-blown silt*, în « J. Geol. », *59*, 399—401 (1951).
THORP, J. ȘI ALȚII, *Map of Pleistocene eolian deposits of the United States, Alaska and parts of Canada*, Scara 1: 2.500.000, în « Geol. Soc. Am. », New York (1952).
PÉWÉ, T. L., *Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *66*, 699—724 (1955).
FLINT, R. F., *Glacial and Pleistocene geology*, John Wiley and Sons, New York, 1957, 533 pp.
LEWIS, P. F., *Linear topography in the southwestern Palouse, Washington-Oregon*, în « Annals A.A.G. », *50*, 98—111 (1960).
LUGN, A. L., *The origin and sources of loess*, University of Nebraska Studies, New series No. 26, 1962, 105 pp.

CAPITOLUL 32

Clasificarea și descrierea formelor de relief

POWELL, J. W. ȘI ALȚII, *The physiography of the United States*, American Book Co., New York, 1896, 345 pp.
FENNEMAN, N. M., *Physiographic divisions of the United States*, în « Annals A.A.G. », *18*, 261—353 (1928).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of the Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1931, 534 pp.
ZERNITZ, E. R., *Drainage patterns and their significance*, în « J. Geol. », *40*, 498—521 (1932).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1938 691 pp.
ATWOOD, W. W., *The physiographic provinces of North America*. Ginn and Co., Boston, 1940, 536 pp.
STRAHLER, A. N., *Geomorphic terminology and classification of landmasses*, în « J. Geol. », *54*, 32—42 (1946).
KING, L. C., *South African scenery*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1951, 379 pp.
THORNBURY, W. D., *Regional geomorphology of the United States*, John Wiley and Sons, New York, 1965, 609 pp.
HUNT, C. B., *Physiography of the United States*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1967, 480 pp.

Cîmpiile de șelf

DAVIS, W. M., *The development of certain English rivers*, în « Geog. J. », *5*, 127—146 (1895).
DAVIS W. M., *The Seine, the Meuse and the Moselle. Geographical essays*. Ginn and Co., Boston, 1909, pp. 587—616. Reeditare 1954, Dover Publ., New York.
DAVIS, W. M., *Handbook of nothern France*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1918, 174 pp.
CLELAND, H. F., *The Black Belt of Alabama*, în « Geog. Rev. », *10*, 375—387 (1920).
GRABAU, A. W., *The Niagara cuesta from a new viewpoint*, în « Geog. Rev. », *9*, 264—276 (1920).
JOHNSON, D. W., *Battlefields of the World War*, Am. Geog. Soc. Research Ser., No. 3, 1921, 648 pp.
RENNER, G. T., JR., *The physiographic interpretation of the Fall Line*, în « Geog. Rev. », *17*, 278—286 (1927).
JOHNSON, D. W., *A theory of Appalachian geomorphic evolution*, în « J. Geol. », *39*, 497—508 (1931).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XIII, pp. 439—468.
STOKES, G. A., *Lumbering and western Louisiana cultural landscapes*, în « Annals A.A.G. », *47*, 250—266 (1957).
LANDES, K. K., *Petroleum geology*, ed. II, John Wiley and Sons, New York, 1959, 443 pp.
PRINCE, H. C., *Parkland in the Chilterns*, în « Geog. Rev. », *49*, 18—31 (1959).

Sistemul de goluri subterane, carstul

EIGENMANN, C. H., *The homes of blindfishes*, în « Geog. Rev. », *4*, 171—182 (1917).
SANDERS, E. M., *The cycle of erosion in a karst region (după Cvijic)* în « Geog. Rev. », *11*, 593—604 (1921).
LEE, W. T., *Carlsbad cavern, New Mexico*, în « Scientific Monthly », *21*, 186—190 (1925).
LOBECK, A. K., *The geology and physiography of the Mammoth Cave National Park*, în « Ky. Geol. Survey », 6th ser., *31*, 327—399 (1929).
DAVIS, W. M., *Origin of limestone caverns*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *41*, 475—628 (1930).
THORP, J., *The asymmetry of the « Pepino Hills » of Puerto Rico in relation to the trade winds*, în « J. Geol. », *42*, 537—545 (1934).
DICKEN, S. N., *Kentucky karst landscapes*, în « J. Geol. », *43*, 708—728 (1935).
BRETZ, J. H., *Caves of the Galena formation*, în « J.Geol.», *46*, 828—841 (1938).
MEYERHOFF, H. A., *The texture of karst topography in Cuba and Puerto Rico*, în « J. Geomorphology », *1*, 279—295 (1938).
BRETZ, J. H., *Vadose and phreatic features of limestone caverns*, în « J. Geol. », *50*, 675—811 (1942).
BRETZ, J. H., *Carlsbad Caverns and other caves of the Guadalupe block, New Mexico*, în « J. Geol. », *57*, 447—463 (1949).
JORDAN, R. H., *An interpretation of Floridan karst*, în « J. Geol. », *58*, 261—268 (1950).
SWEETING, M. M., *Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough District*, în « Geog. Jour. », *15*, 63—78 (1950).
BRETZ, J. H., *A solution cave in gypsum*, în « J. Geol. », *60*, 279—283 (1952).
BRETZ, J. H., *Genetic relations of caves to peneplains and big springs in the Ozarks*, în « Am. J. Sci. », *251*, 1—24 (1953).
DOERR, A. H., D. R. HOY, *Karst landscapes of Cuba, Puerto Rico, and Jamaica*, în « Scientific Monthly », *81*, 178—187 (1957).
SWEETING, M. M., *The karstlands of Jamaica*, în «Geog. Jour. », *124*, 184—199 (1958).
SWEETING, M. M. ȘI ALȚII, *Denudation in limestone regions; A symposium*, în « Geog. Jour. », *131*, 34—56 (1965).
LAVALLE, P., *Some aspects of linear karst depression developments in south central Kentucky*, în « Annals A.A.G. », *57*, 49—71 (1967).

Structuri tabulare

DUTTON, C. E., *Tertiary history of the Grand Canyon district*, U.S. Geol. Survey Monograph 2, 1882, 264 pp.

ATWOOD, W. W., *A geographic study of the Mesa Verde*. în « Annals A.A.G. », *1*, 95—100 (1911).
LEE, W. T., *The Raton mesas of New Mexico and Colorado*. în « Geog. Rev. », *11*, 384—397 (1921).
BIRDSEYE, C., R. C. MOORE, *A boat voyage through the Grand Canyon of the Colorado*, în « Geog. Rev. », *14*, 177—196 (1924).
HAAS, W. H., *The cliff-dweller and his habitat*, în « Annals A.A.G. », *16*, 167—215 (1926).
PIKE, R. W., *Land and peoples of the Hadhramaut, Aden Protectorate*. în « Geog. Rev. », *30*, 627—648 (1930).
SMITH, G. H., *The relative relief of Ohio*, în « Geog. Rev. », *25*, 272—284 (1935).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XIV, pp. 469—502.
IVES, R., *Reconnaissance of the Zion hinterland*, în « Geog. Rev. », *37*, 618—638 (1947).
KOONS, D., *Cliff retreat in the southwestern United States*, în « Am. J. Sci. », *253*, 53—60 (1955).
DOERR, A., L. GUERNSEY, *Man as a geomorphological agent: the example of coal mining*, în « Annals A.A.G. », *46*, 197—210 (1956).
SCHUMM, S. A., *The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes*, în « Am. J. Sci. », *254*, 693—706 (1956).
SMITH, K. B., *Erosional processes and landforms in Badlands National Monument, South Dakota*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *69*, 975—1008 (1958).
AHNERT, F., *The influence of Pleistocene climates upon the morphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau*, în « Annals A.A.G. », *50*, 139—156 (1960).
ZAKRZEWSKA, B., *An analysis of landforms in a part of the Central Great Plains*, în « Annals A.A.G. », *53*, 536—568 (1963).
BUTZER, K. W., *Desert landforms at the Kurkur Oasis, Egypt*, în « Annals A.A.G. », *55*, 578—591 (1965).

Structura în domuri

GILBERT, G. K., *Report on the geology of the Henry Mountains*, U.S. Geol. and Geol. Survey Rocky Mt. Region (Powell), 1877, pp. 18—98.
NEWTON H., W. P. JENNY, *Geology of the Black Hills*, U.S. Geog. and Geol. Survey Rocky Mt. Region (Powell), 1880, 566 pp.
CROSS, C. W., *The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona*, U.S. Geol. Survey, 14th Ann. Rept., Partea a II-a, 1894, pp. 157—241.
DARTON, N. H., S. PAIGE, *Central Black Hills*, U.S. Geol. Survey, Folio 219, 1925.
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XV, pp. 503—542.

CAPITOLUL 33

Structuri cutate

WILLIS, B., *The northern Appalachians*, în « Nat. Geog. Soc. Monograph », *1*, 169—202 (1895).
DAVIS, W. M., *The mountains of southernmost Africa*, în « Am. Geog. Soc. Bull. », *38*, 593—623 (1906).
DAVIS, W. M., *The rivers and valleys of Pennsylvania*, în «Geographical essays», Ginn and Co., Boston, 1909, pp. 413—484. Reeditare 1954, Dover Publ., New York.
CHAMBERLIN, R. T., *The Appalachian folds of central Pennsylvania*, în « J. Geol. », *18*, 228—251 (1910).
JOHNSON, D., *Stream sculpture on the Atlantic slope*, Columbia Univ. Press, New York, 1931, 142 pp. Reeditare 1967, Hafner Publ. Co., New York.
JOHNSON, D., *How rivers cut gateways through mountains*, în « Scientific Monthly », *38*, 129—135 (1934).
MEYERHOFF, H. A., E. W. OLMSTED, *The origins of Appalachian drainage*, în « Am. J. Sci. », *232*, 21—41 (1936).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1938. pp. 195—278.
MACKIN, J. H., *The origin of Appalachian drainage — A reply*, în «Am. J. Sci. », *236*, 27—53 (1938).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XVII, pp. 581—612.
RICH, J. L., *A bird's-eye cross section of the central Appalachian Mountains and Plateau: Washington to Cincinnati*, în « Geog. Rev. », *29*, 561—586 (1939).
THOMPSON, H. D., *Drainage evolution in the southern Appalachians*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *50*, 1323—1356 (1939).
STRAHLER, A. N., *Hypotheses of stream development in the folded Appalachians of Pennsylvania*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *56*, 45—88 (1945).
BETHUNE, P. DE, *Geomorphic studies in the Appalachians of Pennsylvania*, în « Am. J. Sci. », *246*, 1—22 (1948).

Faliile și cutremurele

DAVIS, W. M., *The Long Beach earthquake*, în « Geog. Rev. », *24*, 1—11 (1934).
HECK, N. H., *A new map of earthquake distribution*, în « Geog. Rev. », *25*, 125—130 (1935).
PAGE, B. M., *Basin-range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada*, în « J. Geol. », *43*, 690—707 (1935).
LYNCH, J., *Our trembling earth*, Dodd, Mead and Co., New York, 1940, 202 pp.
GUTENBERG, B., C. F. RICHTER, *Seismicity of the earth*, în « Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 34 », 1941, 131 pp.
MACELWANE, J. B., *When the earth quakes*, The Bruce Publ. Co., Milwaukee, Wisc., 1947, 288 pp.
KINGDON-WARD, F., *The Assam earthquake of 1950*, în « Geog. Jour. », *119*, 169—182 (1953).
KINGDON-WARD, F., *Aftermath of the great Assam earthquake of 1950*, în « Geog. Jour. », *121*, 290—303 (1955).
RICHTER, C. F., *Elementary seismology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1958, 768 pp.
WHITKIND, I. J. ȘI ALȚII, *Geologic features of the earthquake at Hebgen Lake, Montana, August 17, 1959*, în « Bull. Seismological Soc. Am. », *52*, 163—180 (1962).
BENIOFF, H., *Earthquake source mechanisms*, în « Science », *143*, 1399—1406 (1964).
HECK, N. H., *Earthquakes*, Hafner Publ. Co., New York and London, 1965, 222 pp. (Facsimil al ediției din 1936).
PLAFKER, G., *Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake*, în « Science », *148*, 1675—1687 (1965).

Tipurile de falii și horsturile

DAVIS, W. M., *Mountain ranges of the Great Basin*, Geographical essays, Ginn and Co., Boston, 1909, pp. 725—772. Reeditare 1954, Dover Publ., New York.
CUSHING, S. W., *Coastal plains and block mountains in Japan*, în « Annals A.A.G. », *3*, 43—61 (1913).
JOHNSON, D. W., *Block faulting in the Klamath Lakes region*, în « J. Geol. », *26*, 229—236 (1918).
BLACKWELDER, E., *The recognition of fault scarps*, în « J. Geol. », *36*, 289—311 (1928).

FULLER, R. E., A. A. WATERS, *The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon*, în « J. Geol. », *37*, 204—338 (1929).
DAVIS, W. M., *The Peacock Range, Arizona*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *41*, 293—313 (1930).
LONGWELL, C. R., *Faulted fans west of the Sheep Range, southern Nevada*, în « Am. J. Sci. », *220*, 1—13 (1930).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of the Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1931, 691 pp. Pp. 326—395.
TEALE, E. O., H. E. TEALE, *A physiographical map of Tanganyik Territory*, în « Geog. Rev. », *23*, 402—413 (1933).
WILLIS, B., *San Andreas Rift, California*, în « J. Geol. », *46*, 793—827 (1938).
JOHNSON, D., *Fault scarps and fault-line scarps*, în « J. Geomorphology », *2*, 174—177 (1939).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XVI, pp. 543—580.
SHARP, R. P., *Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada*, in « Geol. Soc. Am. Bull. », *50*, 881—920 (1939).
DIXEY, F., *Geomorphic development of the Shire Valley, Nyasaland*, în « J. Geomorphology », *4*, 97—116 (1941).
GARDNER, L. S., *The Hurricane fault in southwestern Utah and northwestern Arizona*, în « Am. J. Sci. », *239*, 241—260 (1941).
STRAHLER, A. N., *Geomorphology and structure of the West Kaibab fault zone and Kaibab Plateau, Arizona*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *61*, 717—757 (1948).
COTTON, C. A., *Tectonic scarps and fault valleys*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *61*, 717—757 (1950).
COTTON, C. A., *Tectonic relief: with illustrations from New Zealand*, în « Geog. Jour. », *119*, 213—222 (1953).
BEATY, C. B., *Topographic effects of faulting: Death Valley, California*, în « Annals A.A.G. », *51*, 234—240 (1961).
HIGGINS, C. G., *San Andreas fault north of San Francisco, California*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *72*, 51—68 (1961).
DONATH, F. A., *Analysis of Basin-Range structure, south-central Oregon*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *73*, 1—16 (1962).
WHITTOW, J. B., *The landforms of the central Ruwenzori, east Africa*, în « Geog. Jour. », *132*, 32—42 (1966).

CAPITOLUL 34

Mase cristaline și structuri complexe

DAVIS, W. M., *Physical geography of southern New England*, în « Nat. Geog. Soc. Monograph », *1*, 269—304 (1896).
DAVIS, W. M., *Colorado Front Range*, în « Annals A.A.G. », *1*, 21—83 (1911).
MARTIN, L., *Physical geography of the Lake Superior region*, în « U.S. Geol. Survey Monograph », *52*, 85—117 (1911).
LOBECK, A. K., *Position of the New England peneplain in the White Mountains region*, în « Geog. Rev. », *3*, 53—60 (1917).
FENNEMAN, N. M., *Physiography of Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1931, 534 pp. Cap. II, IV, V și IX.
FENNEMAN, N. M., *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1938, 691 pp. Cap. III, VI, VII și XIII.
TAYLOR, G., *British Columbia, A study in topographic control*, în « Geog. Rev. », *32*, 372—402 (1942).
WOODRUFF, J. F., E. J. PARIZEK, *Influence of underlying rock structures on stream courses and valley profiles in the Georgia Piedmont*, în « Annals A.A.G. », *46*, 129—139 (1956).
HACK, J. T., *Circular patterns and exfoliation in crystalline terrane, Grandfather Mountain area, North Carolina*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *77*, 975—986 (1966).

Vulcanii

ATWOOD, W. W., *Red mountain: a dissected volcanic cone*, în « J. Geol. », *14*, 138—146 (1906).
HOBBS, W. H., *The grand eruption of Vesuvius in 1906*, în « J. Geol. », *14*, 636—655 (1906).
JOHNSON, D. W., *Volcanic necks of the Mount Taylor region, New Mexico*, în « Geol. Soc. Am. Bull. », *18*, 303—324 (1907).
MARTIN, G. C., *The recent eruption of Katmai Volcano in Alaska*, în « Nat. Geog. Mag. », *24*, 131—181 (1913).
STEARNS, H. T., *Crater of the Moon National Monument, Idaho*, în « Geog. Rev. », *14*, 362—372 (1924).
PEACOCK, M. A., *The Modoc Lava field, northern California*, în « Geog. Rev. », *21*, 68—82 (1931).
TYRRELL, G. W., *Volcanoes*, T. Butterworth, London, 1931, 252 pp.
COLTON, H. S., *Sunset Crater: the effects of a volcanic eruption on an ancient Pueblo people*, în « Geog. Rev. », *22*, 582—590 (1932).
SHIPPEE, R., *Lost valleys of Peru*, în « Geog. Rev. », *22*, 562—581 (1932).
ATWOOD, W. W., JR., *The glacial history of an extinct volcano, Crater Lake National Park*, în « J. Geol. », *43*, 142—168 (1935).
PUTNAM, W. C., *The Mono Crater, California*, în « Geog. Rev. », *28*, 68—82 (1938).
LOBECK, A. K., *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1939, 731 pp. Cap. XIX, pp. 647—704.
WILLIAMS, H., *Crater Lake, the story of its origin*, Univ. of California Press, Berkeley and Los Angeles, 1941, 97 pp.
STEARNS, H. T., G. A. MACDONALD, *Geology and ground-water resources of the island of Maui, Hawaii*, Bull. 7. Div. of Hydrography, Terr. of Hawaii, Honolulu, 1942, 344 pp.
COTTON, C. A., *Volcanoes as landscape forms*, Whitcombe and Tombs, 1944, 416 pp.
JAGGAR, T. A., *Volcanoes declare war*, Paradise of the Pacific, Honolulu, 1945, 166 pp.
NICHOLS, R. L., *McCartys basalt flow, Valencia County, New Mexico* în « Geol. Soc. Am. Bull. », *57*, 1049—1086 (1946).
WILLIAMS, H., *The floor of Crater Lake*, în « Am. J. Sci. », *259*, 81—83 (1961).
BULLARD, F. M., *Volcanoes: In history, in theory, in eruption*, Univ. of Texas Press, Austin, 1962, 441 pp.
HOPSON, C. A. ȘI ALȚII, *The latest eruptions from Mt. Rainier volcano*, în « J. Geol. », *70*, 635—647 (1962).

Indice selectiv de noțiuni

ERATĂ

Pag.	*Rîndul*	*în loc de:*	*se va citi:*
183	28 de jos, stg.	Indiana	India
193	1 de sus	fig. 10. 12	fig. 12. 10
210	11 de jos, stg.	*a* Cu iarnă	*a* Cu vară
210	5 de sus. dr.	*Bfc*	*Dfc*
242	in fig. 15. 12	Media valorilor maxime lunare	Media valorilor minime lunare

Redactor: IOANA NICULESCU
Tehnoredactor: GHEORGHE POPOVICI

Coli de tipar: 74,50+6 pag. planșe
Tiraj: 9700 ex.
Indici pentru clasificarea zecimală:
biblioteci mari 91 biblioteci mici 91

Tiparul executat la
Intreprinderea Poligrafică „Arta Grafică"
Calea Șerban Vodă, nr 133—135.

Republica Socialistă România. Comanda nr. 2115



SCHEMA DE REPREZENTARE A SIMBOLURILOR LA O STAȚIE

ff
C_H
TT dd C_M PPP
VVww Ⓝ ±ppa
$T_dT_dC_LN_hWR_t$
h RR

MODEL DE ÎNSCRIERE A DATELOR

31 247
3/4 ✱✱● +28/
30--6 ●4
2 45

SEMNIFICAȚIA SIMBOLURILOR HĂRȚII SINOPTICE DE SUPRAFAȚĂ ȘI ALE STĂRII VREMII DE LA STAȚIE

N Nebulozitatea totală a norilor
8 = cerul complet acoperit vezi (6)

dd Direcția de unde bate vîntul
32 = 320° = NV

ff Viteza vîntului în noduri
20 = 20 noduri (9)

VV Vizibilitate în mile și fracțiuni
12 = 12/16 sau 3/4 mile

ww Starea timpului în momentul observației
71 = ninsoare slabă continuă (8)

W Starea timpului trecut
6 = ploaie (11)

PPP Presiunea atmosferică (în mb) redusă la nivelul mării
247 = 1024,7 mb

TT Temperatura aerului
31 = 31°F

N_h Porțiune din bolta cerului acoperită de nori inferiori sau mijlocii
6—7—8 zecimi (7)

C_L Nori inferiori
7 = Fractostratus și/sau Fractocumulus de timp rău

C_M Nori mijlocii
9 = Altocumulus pe un cer haotic

C_H Nori superiori
2 = Cirrus denși sub formă de bancuri

h Înălțimea bazei norilor
2 = 300—599 ft

T_dT_d Temperatura punctului de rouă
30 = 30°F

a Caracteristica tendinței barometrice
2 = Creștere progresivă sau intermitentă (10)

pp Variația presiunii în ultimele trei ore (sau față de observația dinainte cu 3 ore)
28 = 2,8 mb

RR Cantitatea totală de precipitații
45 = 0,45 inci

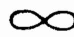
R_t Începutul și sfîrșitul precipitațiilor
4 = 3 la 4 ore înainte

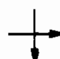
(6) N NEBULOZITATEA CERULUI
(Nebulozitate totală)

- Cer senin (fără nori)
- Mai puțin de o zecime sau o zecime
- 2—3 zecimi
- 4 zecimi
- 5 zecimi
- 6 zecimi
- 7—8 zecimi
- 9 zecimi sau mai mult, însă nu cer complet acoperit (cer cu spărturi)
- Cerul complet acoperit
- Cer invizibil (sau imposibil de evaluat intinderea și felul norilor din cauza întunericului, ceții, zăpezii viscolite etc.)

(8) STAREA VREMII ÎN MOMENTUL OBSERVAȚIEI
ww

Ceață, cerul invizibil; nu se poate aprecia schimbarea din timpul orei precedente


Piclă


Transport de zăpadă slab sau moderat, în general în straturile joase

Burniță intermitentă

Burniță continuă

(5) h ÎNĂLȚIMEA ÎN METRI
(Aproximativ)

h	Înălțimea în metri
0	0—49
1	50—99
2	100—199
3	200—299
4	300—599
5	600—999
6	1 000—1 499
7	1 500—1 999
8	2 000—2 499
9	La, sau peste 2 500, sau fără nori

(9) ff NODURI



Noduri
Calm
1—2 (0,51—1,03 m/s)
3—7 (1,54—3,60 m/s)
8—12 (4,12—6,18 m/s)
13—17 (6,69—8,75 m/s)
18—22 (9,27—11,33 m/s)
23—27 (11,84—13,90 m/s)
28—32 (14,41—16,47 m/s)
33—37 (16,99—19,05 m/s)
38—42 (19,56—21,62 m/s)
43—47 (22,14—24,20 m/s)
48—52 (24,71—26,77 m/s)
53—57 (27,28—29,34 m/s)
58—62 (29,86—31,92 m/s)
63—67 (32,43—34,49 m/s)
68—72 (35,00—37,07 m/s)
73—77 (37,58—39,64 m/s)

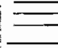
W (11) STAREA TIMPULUI TRECUT

Senin sau puțini n...

Parțial noros sau ... variabil

Noros (spart) sau ... perit

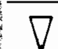

Furtună de nisip sau de praf ori zăpadă ... colită (spulberată)

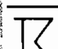

Ceață, fum (smog ... piclă deasă de praf


Burniță


Ploaie


Ninsoare sau lapoviță (ploaie amestecată ... ninsoare)


Aversă


Oraje, cu sau fără precipitații

Ploaie intermitentă slabă în timpul observației.	Aversă slabă de ploaie	Polei generat de burniță moderată sau tare	Ninsoare slabă intermitentă în momentul observației.	Furtuni cu descărcări electrice slabe sau moderate, însoțite de precipitații în momentul observației
Ploaie continuă slabă în timpul observației	Aversă moderată sau puternică de ploaie	Polei generat de ploaie slabă	Ninsoare slabă continuă în momentul observației	Furtuni cu descărcări electrice puternice în momentul observației
Ploaie continuă moderată în timpul observației	Aversă slabă de zăpadă	Chiciură	Ninsoare moderată în momentul observației	

C_L — DESCRIERE

Abrevieri după codul Organizației meteorologice mondiale

- Nori Cumulus de timp frumos, cu slabă dezvoltare verticală și care par plați turtiți
- Cumulus cu dezvoltare verticală puternică, în general cu protuberanțe Cumulus congestus, însoțiți sau nu de alți Cumulus sau Stratocumulus, toți avînd bazele la același nivel
- Cumulonimbus ale căror vîrfuri au pierdut cel puțin parțial claritatea contururilor lor, dar care nu sînt nici în mod clar fibroși cirriformi, nici în formă de nicovală, însoțiți sau nu de alți Cumulus, Stratocumulus sau Stratus
- Stratocumulus formați prin etalarea (lățirea) norilor Cumulus. Norii Cumulus pot fi prezenți (se pot observa concomitent
- Stratocumulus care nu provin din etalarea norilor Cumulus
- Nori Stratus sub formă de pînză sau pătură mai mult sau mai puțin continuă sau Fractostratus — în fîșii destrămate — (alții decît cei de timp rău) sau împreună
- Fractostratus cu sau fără Fractocumuli de timp rău (pannus)
- Cumulus și Stratocumulus alții decît cei formați prin etalarea norilor Cumulus; baza norilor Cumulus este la un nivel diferit de cel al norilor Stratocumulus
- Cumulonimbus a cărui parte superioară este în mod net fibroasă cirriformă, adesea în formă de nicovală, însoțiți sau nu de nori Cumulus, Stratocumulus, Stratus sau pannus

C_M — DESCRIERE

Abrevieri după codul Organizației meteorologice mondiale

- Nori Altostratus cu cea mai mare parte a lor semitransparentă
- Nori Altostratus cu cea mai mare parte a lor suficient de densă pentru a masca complet Soarele (sau Luna); sau nori Nimbostratus
- Nori Altocumulus cu cea mai mare parte a lor semitransparentă; diferitele elemente ale norului nu se modifică decît lent și toate sînt situate la un singur nivel
- Nori Altocumulus sub formă de bancuri; elementele norului se modifică în mod continuu și sînt situate la unul sau mai multe niveluri
- Nori Altocumulus sub formă de benzi, ori unul sau mai multe straturi, care invadează progresiv cerul și care în general devin groși în ansamblul lor
- Altocumulus formați prin etalarea norilor Cumulus
- Altocumulus în două sau mai multe straturi sau strat opac de Altocumulus care nu invadează progresiv cerul; sau nori Altocumulus însoțiți de nori Altostratus sau Nimbostratus
- Altocumulus care prezintă înmuguriri sub formă unor mici turnuri sau Altocumulus avînd aspect de smocuri cumuliforme
- Nori Altocumulus pe un cer cu aspect haotic, situați în general la mai multe niveluri; bancuri dense de nori Cirrus sînt în general prezente peste tot

N_h — NEBULOZITATEA CERULUI (Nori joși sau mijlocii) (7)

N_h	
0	Cer senin fără nori)
1	Mai puțin de o zecime sau o zecime
2	2—3 zecimi
3	4 zecimi
4	5 zecimi
5	6 zecimi
6	7—8 zecimi
7	9 zecimi sau mai mult, însă nu cer complet acoperit
8	Cerul complet acoperit
9	Cer invizibil sau imposibil de evaluat întinderea și felul norilor

a — TENDINȚA BAROMETRICĂ (10)

	Creștere, apoi scădere (presiunea atmosferică este aceeași sau mai mare decît era mai înainte cu trei ore)
Presiune mai ridicată decît cu trei ore înainte	Creștere, apoi staționare sau creștere, urmată de creștere mai lentă
	Creștere progresivă (regulată) sau intermitentă (neregulată)
	Scădere sau staționare, apoi creștere; sau creștere urmată de creștere mai rapidă
	Staționare; aceeași ca și înainte cu trei ore
	Scădere, apoi creștere; aceeași sau mai coborîtă decît mai înainte cu trei ore
Presiune mai joasă decît cu trei ore înainte	Scădere, apoi staționare; sau scădere urmată de scădere mai lentă
	Scădere continuă sau intermitentă
	Staționare sau creștere, apoi scădere; sau scădere urmată de scădere mai rapidă

C_H — DESCRIERE

(Abrevieri după codul Organizației meteorologice mondiale)

- Nori Cirrus în formă de fibre, filamente sau cîrlige, care nu invadează progresiv cerul
- Cirrus compacți sau snopuri încîlcite; nu cresc și par a fi cîteodată resturi ale părții superioare ale unui Cumulonimbus; sau Cirrus care prezintă înmuguriri
- Cirrus denși adeseori în formă de nicovală, rămășițe ale unui nor Cumulonimbus
- Cirrus — cîrlige sau filamente sau ambele forme — invadînd progresiv cerul
- Cirrus și Cirrostratus, adesea sub formă de benzi, sau Cirrostratus singur, care invadează progresiv cerul; vălul lor continuu nu atinge 45° deasupra orizontului
- Cirrus și Cirrostratus, adesea sub formă de benzi, sau Cirrostratus singur, care invadează progresiv cerul; vălul continuu depășește 45° deasupra orizontului
- Vălul de Cirrostratus acoperă complet bolta cerului
- Cirrostratus care nu invadează progresiv cerul și nu acoperă complet bolta cerului
- Cirrocumulus singuri sau Cirrocumulus însoțiți de Cirrus sau Cirrostratus; Cirrocumulus sînt predominanți



editura științifică

Lei 87